

ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ВЫПУСК 376

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
TRANSACTION OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS
ISSUE 376

PROBLEMS OF ENDOGENOUS OREFORMATION AND METALLOGENY

Responsible editor academician V. I. Smirnov.

Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении

Ответственный редактор академик В. И. Смирнов



NAUKA PUBLISHER
SIBERIAN BRANCH
Novosibirsk • 1976



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1976

Посвящается
академику
Валерию Алексеевичу
Кузнецову
в связи с 70-летием

Сборник содержит статьи по наиболее актуальным проблемам рудообразования на месторождениях железорудных, колчеданно-полиметаллических, медно-молибденовых, свинцово-цинковых и ртутных эндогенных рудных формаций. Рассматриваются принципы генетической классификации эндогенных рудных месторождений и отдельных генетических групп, геохимические методы в рудоинформационном анализе и металлогения активизированных областей.

Книга предназначена для геологов, занимающихся изучением рудных месторождений и металлогенией.

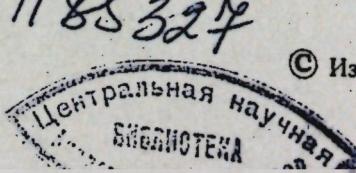
Редакция: В. И. Смирнов (ответ. редактор), Э. Г. Дистанов,
А. А. Оболенский, В. И. Сотников.

The collection contain the articles of present more interesting problems of ore deposition of iron, pyrite — polymetallic, copper — molybdenum, lead — zinc and mercury endogenous ore formations. The principles of genetic classification of endogenous ore deposits and different genetic groups, geochemical methods in ore formation analysis and metallogeny of activitated regions are considered.

The collection is interesting for the broad section of the geologists, studying the ore deposits and metallogeny.

The Editorial Board: V. I. Smirnov (responsible editor),
E. G. Distanov, A. A. Obolenskii, V. I. Sotnikov.

П 20803-770
055(02)-76 268-76.



© Издательство «Наука», 1976.

ПРЕДИСЛОВИЕ



В Кузнецк —

12 апреля 1976 г. выдающемуся исследователю геологии рудных месторождений и крупнейшему знатоку геологии и металлогении Сибири академику Валерию Алексеевичу Кузнецову исполняется 70 лет. Круг научных интересов ученого весьма широк — от решения вопросов региональной геологии и тектоники, магматизма и разнообразных проблем эндогенного рудообразования до разработки принципов и методов металлогенического анализа и прогноза выявления новых месторождений на основе учения о рудных формациях.

Научная и практическая деятельность В. А. Кузнецова на протяжении 45 лет связана с изучением геологии и полезных ископаемых Западной и Средней Сибири. Он руководил поисковыми работами, участвовал в составлении и редактировании ряда региональных геологических карт. Им открыто несколько рудных месторождений, среди которых ныне эксплуатируемое Акташское ртутное месторождение в Горном Алтае. Перу В. А. Кузнецова принадлежит более 125 опубликованных работ, причем две из них отмечены премиями Президиума АН СССР, в том числе сводная работа по геологии ртутных месторождений Западной Сибири, удостоенная премии имени академика В. А. Обручева.

Результаты исследований В. А. Кузнецова легли в основу решения вопросов истории геологического развития и металлогении Алтайско-Саянской складчатой области и широко используются при прогнозно-металлогенических построениях. Работы по тектонике, магматизму и металлогенезу этой сложной в геологическом отношении рудной области дальнейшее развили теоретические основы металлогенеза полигенетических складчатых областей и получили широкое признание.

Одно из главных мест в трудах В. А. Кузнецова занимают вопросы геологии, генезиса и размещения ртутных месторождений, разработка которых направлена на создание рудной базы для ртутной промышленности Сибири. Обобщающие работы по геологии ртути, отражающие итоги многолетних исследований, сделали В. А. Кузнецова наиболее авторитетным специалистом в этой области. В этих работах рассмотрены условия образования ртутных месторождений в связи с общей историей развития земной коры, предложена классификация ртутных месторождений, в основу которой впервые положено выделение рудных формаций и минеральных типов месторождений, обосновано существование трансконтинентального Центрально-Азиатского (Тянь-Шаньско-Южно-Сибирского) ртутного пояса. В. А. Кузнецов — один из авторов и редактор монографии «Металлогенез ртути». В монографии приведен первый опыт глобального анализа металлогенеза ртути; рассмотрены такие коренные проблемы, как отношение ртутного оруденения к магматизму, источники рудного вещества, условия миграции и отложения ртути в процессе рудообразования; показаны главнейшие закономерности размещения; даны типизация и систематическое описание важнейших ртутных провинций и месторождений мира.

В работах В. А. Кузнецова последних лет особое место занимает учение о рудных формациях, теоретическое значение которого особенно велико для развития основ металлогенического анализа, типизации рудных месторождений и решения целого ряда генетических вопросов рудообразования. Под его руководством выполнен широкий комплекс исследований молибдено-редкометально-вольфрамовой, медно-молибденовой, свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических рудных формаций в рудных провинциях Сибири и соседних районах Казахстана, Средней Азии, Монгольской Народной Республики. Успешное развитие В. А. Кузнецовым формационного направления создает широкие предпосылки для дальнейшего прогресса металлогенических исследований и развития учения о рудных месторождениях. Многообразная и плодотворная деятельность академика В. А. Кузнецова выдвинула его в ряды ведущих ученых страны в области геологии рудных месторождений и эндогенной металлогении.

Статьи настоящего сборника написаны нашими известными геологами, высоко оценивающими заслуги В. А. Кузнецова перед советской и мировой наукой. Развиваемые в этих статьях идеи во многом соответствуют его научным устремлениям, всегда направленным к прогрессу наших знаний в сложной области эндогенного рудообразования.

Академик В. И. Смирнов

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ, Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

О КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Предположение о генетической связи колчеданных месторождений с геосинклинальным вулканализмом впервые было высказано А. Н. Заварницким (1936, 1943), который установил одинаковую степень метаморфизма сульфидных рудных тел и вмещающих их вулканогенных пород. Идеи А. Н. Заварницкого в течение ряда лет развивались его учениками (Колчеданные месторождения Урала, 1950), но в последующие годы были в некоторой степени утеряны и подменены представлениями об эпигенетическом характере колчеданного оруденения.

Начало последующему развитию идей о большой роли вулканализма в формировании осадочных пород и руд было положено в 1958 г. на 2-м Всесоюзном петрографическом совещании в г. Ташкенте (Дзоценидзе, 1960). Уже в 1959 г. эти идеи развивались на вулканологическом совещании в г. Ереване (Котляр, Фаворская, 1962), а в последующие два-три года приобрели столь большую популярность, что потребовалось два совещания для их всестороннего обсуждения (Рудносность вулканогенных формаций, 1965; Вулканогенно-осадочные формации..., 1965). Несколько позже были опубликованы и сводные работы, посвященные этому вопросу (Дзоценидзе, 1965, 1969; Смирнов, 1964, 1969; и др.).

За рубежом идея рудносности вулканализма также приобрела широкую популярность. После обширной статьи Уайта (1958), обобщающей материал по рудносности современного активного вулканализма, Х. Офтедаль (Oftedahl, 1958) высказал мнение о важной роли в рудообразовании поствулканических процессов, проявляющихся как в наземных, так и в подводных условиях. Дальнейшие исследования в этом направлении были сосредоточены преимущественно в области колчеданного рудообразования (Williams, 1962; Kinkel, 1967; Anderson, 1969; Gilmore, 1971; и др.). В результате к настоящему времени накопился обильный материал о связи рудообразования с разнотипными проявлениями вулканализма. Предварительная его систематизация и является целью настоящего сообщения.

Прежде всего обращает на себя внимание, что как характер магматизма, так и металлогенические особенности отдельных частей земной коры представляют собой прямую функцию их геотектонического положения. Иначе говоря, геологические структуры разного типа определяют особенности развитых в их пределах магматических пород и рудных месторождений. Данное обстоятельство нашло освещение в ряде статей сборника «Проблемы связи...» (1969).

Наиболее надежной основой для систематики вулканогенных месторождений служит тектоническая. Для этого удобно принять предложенные В. Е. Ханим (1971) главные типы структур земной коры, подразделив несколько детальнее геосинклинальные области для целей металлогенического анализа (Твалчрелидзе, 1972).

В качестве главных типов структур континентального блока земной коры выделяются платформы и подвижные пояса, которые по их во-

расту, осадочному и вулканогенному заполнению, структурным особенностям, а также характеру магматизма подразделяются более дробно (табл. 1). Орогенные подвижные пояса различаются по месту своего возникновения, совпадая в пространстве с геосинклинальным поясом, либо с активизированной молодой платформой. Древние платформы в данном случае представляют интерес лишь в частях, испытавших тектономагматическую активизацию, где вдоль глубоких разломов проявляется разнообразный магматизм.

Ниже кратко охарактеризованы вулканогенные месторождения, развитые в отмеченных геологических структурах (табл. 2).

Геосинклинальные пояса из всех структурных элементов, перечисленных в табл. 1, изучены наиболее полно. Г. Штилле (1964) среди них выделял эв- и миогеосинклинали, или внутренние (плиомагматические) и внешние (амагматические) зоны, отличающиеся слагающими их осадочными формациями, их мощностями и интенсивностью складчатости. Впоследствии предпринимались неоднократные попытки более дробной систематики этих двух основных типов геосинклинальных зон. Все они преследовали определенные цели, которые в большинстве случаев далеки от задачи настоящего сообщения. Основываясь на особенностях проявления магматизма и рудообразования, мы считаем целесообразным различать первичные и вторичные эвгеосинклинали, с которыми совпадают соответствующие вулканические (вулкано-плутонические) пояса.

Первичные эвгеосинклинали представляют собой зоны длительного прогибания, современные аналоги которых, по-видимому, развиваются вблизи активных окраин континентов с моделью зоны Беньофа (Смирнов, 1974; и др.). Среди них выделяются офиолитовая, вулканогенная и сланцевая категории, названные по преобладающему развитию в них соответствующих формаций. В данном случае для нас интересны две последние.

Примеры первичногеосинклинальных вулканических поясов различного возраста весьма многочисленны; к ним относятся, например, архейские провинции Черчилл и оз. Верхнего в Канаде; протерозойские Карелии в СССР, Аризона в США; каледонские Норвегии, Алтай-Са-

Таблица 1
Классификация геологических структур, в которых распространены рудоносные вулканогенные формации

Главные структурные элементы континентального блока земной коры			
Основные типы геотектонических областей		Тектонические зоны	
Структурно-формационные подзоны			
Подвижные пояса	Геосинклинальные	Первичные эвгеосинклинали	Вулканогенные Сланцевые
		Вторичные эвгеосинклинали	Грабен-синклиниорий
	Орогенные	Эпигеосинклинальные	Горст-антеклиниорий
Платформы	Молодые	Эпиплатформенные	
	Древние	Траппового магматизма Кимберлитовые Карбонатитовые Ультрашелочного магматизма	

Схема систематики вулканогенных месторождений

Типы геологических структур	Стадии их развития	Магматические формации	Рудные формации	Генетические типы месторождений	Примеры рудных провинций и месторождений
Первичные эвгесинклинали:	Раннесинклинальные	Силикат-диабазовая, кварц-кератофировая	Серно-медиоколчеданная	Вулканогенно-осадочный	Месторождения Канады, Норвегии, Урала, Дина-рида, Кипра
вулканогенного типа	Диабаз-вариоплитовая	Колчеданно-полиметаллическая и медно-тигритовая	Гидротермально-осадочный	Салливан, Брокен-Хилл, Маунт-Айза, Батерст, Холдингс, Филиппин	
сланцевого типа				Среднегорско-Кавказско-Пакистанский вулканический пояс, внутренняя зона Тихоокеанского пояса, Казахстан и Средняя Азия	
Вторичные эвгесинклинали:	Раннесинклинальные зоны погружений	Андезито-дашитовая	Типа Куруко	Субвуликанический	
зоны поднятий	Орогенные	Субвуликаническая кварц-монцит и гранодиорит-порфировая	Медно-порфировая	Гидротермальный и плутоногенетический и субвуликанический	
Эпигеосинклинальные орогенные пояса	Орогенные	Субаэральная дацит-липаритовая	Жильная золото-сульфидная, сарит-полиметаллическая, свинцово-цинковая, самородной меди, алюнитовая	Гидротермальный низкотемпературный	Большой и Малый Кавказ, Центральная Европа, Северная Африка, оз. Верхнее, США, Закарпатье
Молодые платформы: эпиплатформенные орогенные пояса	Первая стадия	Липарит-трахитовая	Золото-серебряная, флюоритовая, радиоактивных металлов, жильная свинцово-цинковая, ферберит-антимонитовая, касситерит-вольфрамит-аргентитовая	Гидротермальный	Родолитский и Паннонский массивы, Кордильеры США, Кавказ, Забайкалье, Боливия
Вторая стадия	Андезит-базальтовая		Сурьмяно-рутная, реальная ауригементовая	Гидротермальный	Тоскана, Закарпатье, Большой Кавказ, Скалистые горы в США и др.
Не установлены					Норильск
Древние платформы: глубинные разломы	Трапповая	Карбонатитовая			Ловозero, Западная Африка и др.
	Кимберлитовая				Южная Африка, Якутия

Таблица 2

янской области и Аппалачей; герцинские Урала, Испании, Северного Кавказа; киммерийская Динарид, альпийская Таврид и о. Кипр. Несмотря на столь различный возрастной диапазон, металлогенезия их весьма постоянна и представлена вулканогенными месторождениями серно- и медноколчеданных руд, генетически связанных с кислыми дериватами базальтоидной геосинклинальной магмы. Обычно они являются первичными вулканогенно-осадочными образованиями, часто претерпевающими последующие изменения в результате наложенного метаморфизма. Месторождениям данного типа посвящена обильная литература и характеризовать их здесь нет нужды. Важно лишь отметить приуроченность колчеданного оруденения к раннегеосинклинальным стадиям развития вулканогенных зон. При этом вrudовмещающих вулканогенных породах, как и в окорудных гидротермальных метасоматитах, всегда натрий преобладает над калием.

В позднегеосинклинальные стадии развития тех же зон в связи с комагматами эфузивного вулканизма возникают скарново-магнетитовые и скарново-медные, а также плутоногенные и гидротермальные месторождения цветных и благородных металлов.

Металлогенезия сланцевых эвгеосинклиналей несколько отлична от вулканогенных. Эти зоны сложены преимущественно формацией черных аспидных блестящих сланцев и прослеживаются в геологической истории формирования земной коры по крайней мере от среднего протерозоя, также сохраняя на протяжении 1600 млн. лет постоянство осадочного выполнения, магматизма и металлогенезии. Рудоносные вулканогенные образования в таких зонах представлены редкими покровами базальтовых лав и их пирокластолитов, дайками и штоками диабазов, порфиритов и вариолитов. С последними связаны колчеданно-полиметаллические и медно-пирротиновые месторождения сложного гидротермально-осадочного генезиса с наложенным оруденением цветных металлов (Смирнов, 1967; Твалчелидзе, Буадзе, 1973), такие как Бронен-Хилл, Маунт-Айза, Макартур Ривер и Найрни в Австралии, Салливан, Кер-д'Аллен и Элвин в Северной Америке, район Батерст в Канадских Аппалачах, Раммельсберг и Мегген в ФРГ, Холодниковое и Озерное в Прибайкалье, Филизчай и Кизил-Дэрэ на Кавказе. Эти месторождения представляют собой крупные, согласные с вмещающими сланцами залежи сплошных сульфидных руд с высоким содержанием свинца, цинка, отчасти меди, иногда олова и др.

В орогенные стадии развития сланцевых геосинклиналей, в подзонах их поднятий проявляется гранитоидный магматизм, сопровождающий пестрой гаммой плутоногенных гидротермальных месторождений цветных редких благородных и радиоактивных металлов (например, Гарц).

Вторичные эвгеосинклиналии отличаются от первичных заложением на континентальной коре в результате регенерации эвгеосинклинального режима. Этот процесс по своей направленности противоположен текtonической активизации. В результате него на молодых платформах и областях завершенной складчатости вдоль глубинных разломов возникают эвгеосинклинальные зоны, последующее развитие которых следует закону развития геосинклиналей. В частности, в нем выделяются циклы, этапы и их стадии, а эволюция магматизма следует от основных геосинклинальных ювенильных магм к кислым орогенным коровым магмам, вследствие чего создается мощная континентальная кора.

Примеры вторичногеосинклинальных зон тоже достаточно многочисленны. Вместе с тем геологический возраст их определяется в значительно более узких рамках, поскольку докембрийские их аналоги неизвестны, а каледонские — крайне редки. К ним относится Среднегорско-Понтийско-Малокавказский пояс, в свое время прослеженный нами (Дзоценидзе, Твалчелидзе, 1965) от Югославии до границы СССР

с Ираном. Сейчас имеются все данные (Перфильев и др., 1973; Щеглов, 1969) для продления его через Центральный Иран до Западного Пакистана. Сходными строением, магматизмом и металлогенезией обладают верхнепалеозойские вулканические пояса Илийско-Балхашский и Курамино-Кызылкумский, выделяемые Е. Д. Карповой (1970) в Казахстане и Средней Азии. Многочисленные аналоги имеются и в системе Тихоокеанского пояса. Вторичногеосинклинальные пояса делятся на зоны погружений и поднятий. Первые из них выполнены вулканогенными породами андезит-дацитовой формации, представляющими собой раннегеосинклинальные подводные вулканиты, а местами и субаэральные излияния вулканических островов. Зоны поднятий являются остаточными геоантеклиналями, в пределах которых обнажаются кристаллические породы фундамента, иногда перекрытые маломощными, слабо дислоцированными молодыми осадками орогенных формаций.

Металлогенезия зон погружений и поднятий различна. В первых из них широко развиты штоко-, жило-, линзо- и пластообразные залежи руд серного и медного колчедана, барито-полиметаллических, гематитовых, марганцевых и алюнитовых. Все имеющиеся в нашем распоряжении факты свидетельствуют в пользу генетической связи этих месторождений с вулканизмом, обусловившим формированиеrudовмещающих толщ. Таким образом, месторождения, без сомнения, являются вулканогенными. В то же время признаки осадочного рудонакопления устанавливаются лишь на единичных представителях данного типа (Атасу, месторождения Японии). Обычно же гидротермальный метаморфизм вмещающих пород, морфология рудных тел,rudоконтролирующие структуры и результаты изотопических анализов сульфидной серы в большей степени свидетельствуют в пользу эпигенетического характера месторождений, по-видимому образованных поствулканическими гидротермальными растворами метасоматическим путем в приповерхностных и субвулканических условиях. По сходству отмеченных оруденений с широко развитыми в миоценовых вулканитах Японских островов (Тацуши и др., 1973) мы считаем возможным назвать их месторождениями типа Куроко.

В зонах поднятий развит орогенный магматизм, проявленный значительно позднее вулканизма зон погружений. Он здесь представлен монцонит-гранодиорит-порфировой формацией. Массивы изверженных пород иногда имеют крупные размеры (Зангерур в Армении) и тогда относятся к гипабиссальным образованиям, сформированным на глубинах порядка 3 км (Асланян, 1958). В других случаях (Среднегорская зона Югославии и Болгарии, Центральный Иран, Филиппины, Новая Гвинея) мы имеем дело с малыми субвулканическими интрузиями порфировых пород, площадь выхода которых на поверхность не превышает 3—4 км². Интрузивы многофазные, причем рудоносные порфировые разности обычно представлены дайковой серией. Все они четко контролируются региональными разломами, осложняющими структуры зон поднятий.

Отмеченные изверженные породы имеют существенно калиевый состав, так же как развитые по ним гидротермальные метасоматиты (грейзенизация, аргиллизация, турмалинизация, калишпатизация, серicitизация, окварцевание), чем они резко отличаются от натриевых вулканитов, развитых в зонах погружений.

Все сказанное свидетельствует о значительной вариации глубин образования отмеченных магматических пород — от собственно плутонических до вулканических. В связи с этим принадлежность связанных с ними месторождений к вулканогенным остается условной. Так, В. И. Смирнов (1969), по-видимому, вполне обоснованно считает их плутоногенными, тогда как В. Н. Котляр (1968) — вулканогенными.

Что касается самих месторождений, то они относятся к известной

меди-порфировой рудной формации, имеющей важное значение в добыве меди и молибдена (Пожарицкий, 1969). Месторождения образуют тесную группу, объединяющую прожилково-вкрапленные, штокверковые, жильные и рассеянные руды медно-молибденового состава. Рудные минералы этих месторождений сконцентрированы преимущественно в кварцево-пиритовых прожилках, часто содержащих помимо халько-пирита и молибденита также галенит, сфалерит, серебро и т. д. К ним принадлежат уникальные скопления меди (Чукикамата, Браден, Бингхем, Такелала) и молибдена (Кляймакс и Эндало, а в СССР — Каджаран в Армении, Коунрад в Казахстане и другие).

Эпигеосинклинальные орогенные пояса представляют собой арену активного наземного вулканизма, названного нами в свое время «андезитовый вулканлизм складчатых областей» (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965). Г. Штилле (1964) называл этот магматизм субсеквентным и генетически связывал с предыдущим сиалическим. Его рудоносность наиболее активно проявляется в местах неглубокого залегания метаморфического фундамента, что имеет, по всей вероятности, глубокие генетические корни как в отношении зарождения магматических очагов, так и генерации из них рудоносных растворов. Эпигеосинклинальные орогенные пояса обычно имеют молодой возраст — не древнее палеозойского. Это означает не чуждость их древним периодам развития земной коры, а скорее последующее уничтожение поясов процессами эрозии. Вулканогенные месторождения, приуроченные к позднеорогенным этапам развития складчатых областей, объединяются в жильные золото-сульфидную, свинцово-цинковую, барито-полиметаллическую, сидеритовую, самородной меди и другие формации. Обычно месторождения эти не обладают особенно значительными масштабами.

Эпиплатформенные орогенные пояса не всегда четко отделяются от эпигеосинклинальных, поскольку магматические и рудные образования орогенного типа развития геосинклинальных зон и развитые в областях тектоно-магматической активизации сходны между собой. Именно с данным обстоятельством связывается отрицание рядом исследователей (Е. Д. Карпова и др.) принадлежности орогенного этапа к геосинклинальному процессу. Однако такая граница может быть установлена, поскольку между процессами геосинклинальными и тектонической активизации существует период относительного тектонического покоя, соответствующий квазиплатформенному состоянию области. Возобновление тектонических движений проявляется уже в условиях молодой платформы и сопровождается возникновением эпиплатформенных орогенных поясов, отличающихся от эпигеосинклинальных периодичностью развития, эволюцией магматизма, морфологией возникающих геологических структур, составом и масштабом рудных месторождений.

Тектоно-магматическая активизация, которой охватываются как молодые платформы, так и области завершенной складчатости, не подчиняется тектоническим циклам, характерным для геосинклиналей (Хайн, 1971). В этом процессе в общем случае могут быть выделены две стадии: кислого и основного магматизма (Щеглов, 1968). В первую стадию приобретают активность дифференциаты коровых гранитных магм, а при дальнейшем продвижении процессов активизации в глубь земной коры в него вовлекаются основные магмы, что провоцирует увеличение мощности базальтового слоя, в дальнейшем — образование континентальных рифтовых систем, а в конечном счете — базификацию и океанизацию континентальной коры. Следует думать, что процесс этот далеко не повсеместно доходит до конца, а обычно прекращается на различных его стадиях.

Эпиплатформенные орогенные пояса, исходя из самого их определения, не могут быть древнее позднего рифея. В противном случае их следует относить к древним, а не молодым платформам. Нам представ-

ляется, что одним из наиболее ранних является меридиональный пояс «Ренессанс», прослеживающийся в средней части Таурегского щита Африканской платформы. Возраст гранитов Таурея 600 млн. лет, что и определяет проявление тектоно-магматической активизации в конце рифея. Это же подтверждается перекрыванием всей зоны нижнепалеозойским платформенным чехлом. Однако в этом поясе вулканогенные месторождения, так же как эффузивные аналоги гранитного магматизма, отсутствуют, что, возможно, тоже обусловлено длительной эрозией крупного складчато-глыбового поднятия Хогара.

Наиболее широко процессы тектоно-магматической активизации проявились в мезозойское — позднеюрское — позднемеловое время (Забайкалье, Дальний Восток, Северная Монголия, Китай), но многие провинции их испытали и в течение альпийского цикла (Восточно-Азиатский вулкано-плутонический пояс, Скалистые горы в Северной Америке, Боливия).

В орогенных эпиплатформенных поясах, характеризующихся, по данным В. Е. Хайна (1971), относительной кратковременностью существования, в отличие от вторичных эпигеосинклинальных отсутствуют узкие грабен-синклиниории, сложенные подводными излияниями андезитов, а развиваются пологие депрессии, выполненные молассами и наземными кислыми вулканитами, и куполообразные поднятия. Такие структуры Е. Д. Карпова (1970) называет складчато-глыбовыми. В процессе тектоно-магматической активизации А. Д. Щеглов (1968) и М. С. Нагибина (1967) выделяют две стадии: 1) гранитоидного магматизма и синхронного с ним кислого наземного вулканизма и 2) базальтоидного вулканизма. Вулканические породы обеих стадий выполняют тектонические депрессии, тогда как интрузивные производные магматизма первой стадии локализуются в поднятиях, где они формируют небольшие массивы, среди пород фундамента молодой платформы, либо в консолидированных геосинклинальных образованиях предыдущих циклов развития.

С субаэральным кислым вулканизмом, сосредоточенным в наложенных депрессиях первой стадии, связан обширный круг вулканогенных месторождений, часто крупных. Они относятся к рудным формациям золото-серебряной, золото-сульфидной, флюоритовой, халцедон-ферберит-антимонитовой, кассiterит-вольфрамит-аргентитовой, радиоактивных металлов и ряду других. Эта стадия определяет металлогенический стиль ряда продуктивных рудных провинций. Вулканогенные месторождения играют в них крупную роль, часто не уступая месторождениям плутоногенным кварцево-кассiterитовой, штокверковой и скарновой молибден-вольфрамовой, медно-порфировой и пятиэлементной формаций.

Со второй стадией тектоно-магматической активизации, имеющей не повсеместное развитие в данных областях, а часто в них полностью редуцированной, связаны массовые наземные излияния базальтовых лав. Классическими примерами этой стадии служат Байкальский и Верхнерейнский континентальные рифты (Нагибина, 1967). С основным вулканизмом этой стадии связано относительно небольшое число вулканогенных рудных месторождений. Мы считаем характерными их представителями ртутные и сурьмяные месторождения, характеризующие наиболее молодой основного состава вулканизм провинции Гроссето в Италии (Твалчрелидзе, 1972), сурьмяные месторождения Македонии в Югославии (Janković, 1967), ртутные в Закарпатье (Мерлич, 1958), а также современные по возрасту ртутные месторождения Салфер-Банк, Калифорния, Стимбот, Невада и другие в США (Уайт, 1958).

Активизированные древние платформы в отношении вулканизма и его рудоносности изучены довольно детально, о чем свидетельствует литература по эндогенной металлогенезу платформ. Поэтому, не оста-

навливаясь на рассмотрении этого вопроса, представляющего объект самостоятельного исследования, отметим лишь, что многие из месторождений, связанных с наземным основным и щелочным вулканитом, должны быть отнесены к вулканогенным.

Эндогенная металлогения древних платформ относится к процессам тектоно-магматической активизации далеко не всеми исследователями. В частности, А. Д. Щеглов (1968, 1971) ограничивает выделенные им области активизации лишь группой структур, объединенных нами под общим наименованием «эпиплатформенные орогенные пояса». Это следует из утверждения, что области тектоно-магматической активизации представляют собой самостоятельную группу геологических структур, противопоставляющуюся геосинклиналям и платформам. Однако если относить за счет процессов тектонической активизации все явления, обусловленные возобновлением тектонических движений в стабилизированных областях, то древние платформы в частях, нарушенных зонами глубинных разломов и инъецированных ультраосновными и щелочными магмами, должны служить наиболее выразительным примером этих процессов. Поэтому мы склонны относить эндогенные процессы, проявленные в местах глубинных тектонических деформаций этих стабильных областей, к тектоно-магматической активизации.

Возраст проявления активизации отдельных древних платформ различный — среднепротерозойский (Бушвельд в Южной Африке, Кольский полуостров), верхнепротерозойский (Садбери в Канаде, Дулут и другие в США, Кируна в Швеции), рифейский (Становой хребет, Прибайкалье), палеозойский (Хибины на Кольском полуострове), мезозойский (Норильск в Западной Сибири, Якутия, Южная Африка) (Годлевский, 1968).

К вулканогенным образованиям зон разломов древних платформ можно причислить трраповую, карбонатитовую и отчасти кимберлитовую формации. Кольцевые щелочные и ультращелочные образования, так же как интрузивные фации тррапового магматизма, свойственные древним платформам, выходят за пределы настоящего сообщения.

Траповая формация и ее рудоносность весьма разнообразны (Магматические рудные месторождения, 1973). С отдельными производными этой магматической формации связаны месторождения хромитов, платины, титано-магнетита, медно-никелевые, флюоритовые и исландского шпата! При этом в подавляющем большинстве случаев мы имеем дело с излившимися либо субвулканическими породами, засыпанными на относительно небольшой глубине. В частности, медно-никелевые месторождения Норильска — Талнаха, как известно (Годлевский, 1968), связаны с диабазами, в соответствии с чем должны быть отнесены к месторождениям вулканогенным. Еще в большей степени это относится к месторождениям флюорита и исландского шпата.

Проблема карбонатитовой формации остается в деталях все еще полемичной. Если большинство исследователей (Гинзбург, Эпштейн, 1968) считает эту формуацию, как и связанную с ней ниобиево-танталовую минерализацию, образованиями метасоматическими, то нельзя отрицать и наличие эфузивных ее аналогов. Так, в 1967 г. в Юго-Западной Африке произошло изливание карбонатитовой лавы на поверхность. Степень рудоносности этой лавы оказалась незначительной, но тем не менее по праву можно отнести месторождения карбонатитового типа к вулканогенным.

Несколько сложнее решается вопрос о возможности считать вулканогенной кимберлитовую формацию и связанные с ней месторождения алмазов. Вопрос этот связан с дальнейшим изучением генезиса этой формации. Если принять гипотезу вулканического происхождения кимберлитовых трубок, то, по-видимому, и алмазы, в них заключенные, должны считаться вулканогенными. Однако ждать простых решений

в вопросе генезиса алмазов нельзя. При всем разнообразии эндогенных месторождений активизированных древних платформ, подавляющее их большинство (за исключением флюоритовых и исландского шпата) в генетическом отношении относится к магматическому типу, и вместе с тем многие являются вулканогенными.

ВЫВОДЫ

1. В первичных эвгеосинклиналях вулканогенного типа вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения связаны с кислыми дифференциатами основного вулканизма.

2. В первичных эвгеосинклиналях сланцевого типа развиты крупные и богатые полигенетические колчеданно-полиметаллические месторождения. В них полиметаллическое оруденение является гидротермальным, наложенным на гидротермально-осадочное колчеданное.

3. Во вторичных эвгеосинклиналях в зонах прогибов размещаются месторождения типа Куроко, связанные с андезитовым вулканизмом, а в зонах поднятий — медно-порфировые, ассоциирующиеся с монцонит-гранодиорит-порфировым магматизмом.

4. В эпигеосинклинальных орогенных поясах с наземным андезитовым вулканизмом складчатых областей связаны жильные гидротермальные месторождения свинца и цинка, золота и серебра, железа, марганца, барита и меди.

5. В зонах активизации молодых платформ и срединных массивов (эпиплатформенные орогенные пояса) с наземным кислым вулканизмом первой стадии связана пестрая гамма гидротермальных месторождений руд редких, цветных, благородных и радиоактивных металлов, а с основным вулканизмом второй стадии — месторождения ртути и сурьмы.

6. В зонах активизации древних платформ с основным, ультраосновным и ультращелочным вулканизмом связаны магматические месторождения хрома, никеля, меди, ниobia, тантала, флюорита, исландского шпата и, возможно, алмазов.

7. Вулканогенные месторождения представляют собой обширную группу генетически разнотипных (вулканогенно- и гидротермально-осадочных, субвулканических, гидротермальных, магматических) образований.

ЛИТЕРАТУРА

- Асланиян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, «Айрарат», 1958.
Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965.
Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
Дзоценидзе Г. С. О роли эфузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии). — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960.
Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. М., «Недра», 1965.
Дзоценидзе Г. С., Твалчелидзе Г. А. О некоторых чертах сходства вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии. — В кн.: Карпато-Балканская ассоциация, VII конгресс. Доклады, ч. III. София, 1965.
Дзоценидзе Г. С., Твалчелидзе Г. А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). — В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965.
Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.

Заварицкий А. Н. Колчеданные месторождения Урала на Урале и колчеданные залежи Урала вообще.—«Труды ГИН АН СССР», 1936, т. 5.
Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1943, № 3.

Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М., «Наука», 1970.

Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.

Котляр В. Н., Фаворская М. А. О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эфузивными формациями.—В кн.: Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.

Магматические рудные месторождения. М., «Недра», 1973.

Мерлич Б. В. Закономерности формирования ртутного оруденения в Закарпатье.—«Сов. геология», 1958, № 2.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.—«Геотектоника», 1967, № 4.

Перфильев Ю. С. и др. Геология и рудные месторождения Среднего Востока. М., «Недра», 1973.

Пожарицкий К. Л. Основные черты геологии и минерализации советских и зарубежных месторождений медно-порфировых руд.—В кн.: Геология, геохимия и минералогия медно-порфировых месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1969.

Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.

Рудоносность вулканогенных формаций. «Недра», 1965.

Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.—В кн.: Проблемы генезиса руд. XXII сессия МГК. М., «Недра», 1964.

Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа.—«Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 1.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1969.

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.—«Геол. рудных месторожд.», 1974, № 1.

Тацути Т., Секине И., Канехира К. Вулканогенные рудные месторождения и металлогения Японии.—В кн.: Вулканизм и рудообразование. М., «Мир», 1973.

Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). «Недра», 1972.

Твалчрелидзе Г. А., Будзэ В. И. Геологические особенности и условия формирования колчеданно-полиметаллических месторождений сланцевых эвгеосинклиналей.—В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973. (Труды Ин-та геол. и геохим., вып. 102).

Уайт Д. Термальные источники и эпимеральные рудные месторождения.—В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1958.

Хайн В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971.

Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. Избр. труды. М., «Мир», 1964.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968.

Щеглов А. Д. Основные особенности эндогенной металлогении южной части Западного Пакистана.—«Геол. рудных месторожд.», 1969, т. XI, № 3.

Щеглов А. Д. Металлогения срединных массивов. М., «Недра», 1971.

Anderson Ch. A. Massive Sulphide Deposits and Volcanism.—“Econ. Geol.”, 1969, № 2.

Gilmour P. Strata — Bound Massive Pyritic Sulphide Deposits — a Review.—“Econ. Geol.”, 1971, v. 66, № 8.

Kinkel A. R. The Ore Knob Copper Deposit North Carolina and Other Massive Sulfide Deposits of the Appalachians.—“Geol. survey prof. pap.”, Washington, 1967, Bul. 558.

Oftedahl C. A theory of exhalative — sedimentary Ores.—“Geol. fären. i Stockholm förhandl”, 1958, № 1.

Williams D. Further reflections on the origin of the porphyries and Ores of Rio Tinto, Spain.—“Bull. Inst. Mining and Metallurgy”, 1962, № 5.

Yanković S. Metalogenetske epohe i rudnosna područja Jugoslavije. Beograd, “Prosveta”, 1967.

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

СУЩЕСТВУЮЩИЕ В НАСТОЯЩЕЕ ВРЕМЯ КЛАССИФИКАЦИИ

Многосторонние и детальные геологические наблюдения и экспериментальные исследования, а также глубокое изучение рудного вещества показали, что генетический критерий является первостепенным при создании классификации месторождений полезных ископаемых, так как определяет условия размещения месторождений в земной коре.

Поэтому в текущем столетии, кроме старых классификаций Г. Агриколы, Б. Котты, А. М. Бетмана, которые учитывали главным образом морфологические признаки и минеральный состав руд, появились классификации, основанные на генетических критериях. К ним относятся классификации В. Линдгрена (1934), В. А. Обручева (1934), П. Ниггли (P. Niggli, 1941), Г. Шнейдерхена (1958), Е. Е. Захарова (1953), И. И. Бока (1954), С. А. Вахромеева (1961), П. М. Татаринова (1955), В. И. Смирнова (1969), Г. А. Твалчрелидзе (1966) и В. Н. Котляра (1970) (табл. 1).

В классификации В. Линдгрена месторождения полезных ископаемых подразделяются на образованные химическими (I) и механическими (II) процессами. Месторождения первой группы относятся к эндогенным и разделены на два класса: образовавшиеся в горных породах (A) и из магмы путем ее дифференциации или собственно магматические месторождения (B). В классе A выделены месторождения, связанные с магматической деятельностью, а они в свою очередь подразделяются на гидротермальные и эманационные (контактово-метасоматические, пирометасоматические и фумарольные). С. С. Смирнов (1955), критикуя классификацию В. Линдгрена, назвал ее классификацией не генетической, а составленной по температуре образования, так как основным принципом ее является температура образования гидротермальных месторождений (гипо-, мезо- и эпимеральные), что неправильно как по терминологии, так и по существу.

Н. И. Свитальский (1933) выделил три класса эндогенных месторождений: образованные в жидкую магматическую, пневматолитовую и гидротермальную стадии.

Классификация месторождений полезных ископаемых В. А. Обручева (1934) генетическая. В ней выделены: А — глубинные (эндогенные) месторождения; Б — поверхностные (экзогенные) месторождения; В — измененные (метаморфогенные) месторождения. Эндогенные месторождения делятся на магматические, эманационные и гидротермальные.

Генетическая классификация П. Ниггли (P. Niggli, 1941) построена на принципах: а) места выделения рудоносных веществ (вулканические, субвулканические, плутонические, глубинноплутонические); б) удаления месторождений от магматических интрузий (теле-, криpto-, апо-,peri- и интрамагматические); в) стадии магматического процесса и г) температуры главной стадии рудообразования (низкие — менее 200°C, средние — 200—350 и высокие — более 350°C). Критикуя эту классификацию, С. С. Смирнов (1955) высказал сомнения в целесообразности применять в качестве основных признаков место выделения рудных растворов, удаление месторождений от магматических интрузий, равно как и глубину рудообразования, так как практически эти признаки определить сложно, а также вследствие гипотетичности и условности некоторых из них.

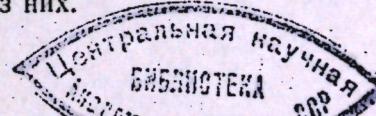


Таблица 1

Главнейшие существующие генетические классификации эндогенных месторождений

В. Линдгейн (1934)	Н. И. Ситальский (1933)	В. А. Обручев (1935)	А. Г. Бегеткин (1946)
I. Образованные химическими процессами		A. Месторождения глубинные (эндогенные)	A. Эндогенные месторождения
A. В горных породах:			1. Магматические
— гипотермальные, гипо-, мезо- и эпигермальные;	a) сегрегационные б) фузильные	I. Магматические 1. Эзмагматические 2. Ильекционные 3. Пегматитовые	1. Протомагматические: а) сегрегационные б) ликвационные
— эзомагматические (контактово-метасоматические и пирометасоматические и фумарольные)	b) ликвационные	II. Гистеромагматические	2. Гистеромагматические
B. Из магмы путем ее дифференциации (магматические)		II. Эманационные: 1. Контактовые 2. Пневматолитовые 3. Эксудаты и сублиматы	. Пегматито-пневматолитовые 1. Пегматитовые 2. Пневматолитовые: а) контактово-метасоматические б) выполнение пустот в) сублиматы
II. Образованные механическими процессами *		III. Гидротермальные	
A. В горных породах:		1. Гипотермальные 2. Мезотермальные 3. Эпигермальные	1. Гипотермальные 2. Мезотермальные 3. Эпигермальные
— гипотермальные	a) гипотермальные	B. Поверхностные (экзогенные)*	
мезо- и эпигермальные;	b) мезотермальные	B. Месторождения измененные (метаморфические)	2. Мезотермальные
— эпигермальные	v) эпигермальные	1. Пирометаморфические 2. Динамометаморфические 3. Гидрометаморфические	3. Эпигермальные B. Метаморфогенные 1. Метаморфизованные 2. Метаморфические

М. П. Тагаринов (1955)	Г. Шнейдерхен (1957)	В. И. Смирнов (1969)	В. Н. Котляр (1970)
A. Эндогенные		Эндогенные месторождения	
I. Существенно магматические		I. Интрузивные или ликвационно-магматические	I класс. Магматогенные
а) раннемагматические (сегрегационные)		1. Магматические	а) магматические
б) позднемагматические		2. Раннемагматические	б) пегматитовые
в) ликвационные		3. Позднемагматические	в) постмагматические — плутоногенные — вулканогенные
II. Пегматитовые		II. Пегматитовые	
а) пневматолитовые б) контактово-пневматолитовые		III. Карбонатовые	II класс. Метаморфогенные
III. Постмагматические.		IV. Скарновые	а) метаморфизованные
а) пневматолитовые б) гидротермальные		V. Альбитит-грейзеновые	б) метаморфические
IV. Метаморфогенные		VI. Гидротермальные	
1. Метаморфизованные 2. Метаморфические		а) плутоно-гидротермальные б) вулканогенно-гидротермальные в) телегермальные	

* Классификация экзогенных месторождений не приводится и не рассматривается.

А. Г. Бетехти и др. (1946) выделяют две главные группы: А — эндогенные, состоящие из магматических, пегматито-пневматолитовых и гидротермальных, и В — метаморфогенные, состоящих из метаморфизованных и метаморфических.

П. М. Татаринов (1955) также выделил две группы месторождений: эндогенные и метаморфогенные с аналогичными подразделениями (см. табл. 1).

Г. Шнейдерхен (1957) в генетической классификации выделяет четыре группы эндогенных месторождений: интрузивные или ликвационно-магматические, пневматолитовые, гидротермальные и экскальационные. При изучении магматических месторождений Г. Шнейдерхен предлагает придерживаться трех главных принципов — среди рудообразования, магматического уровня рудообразующих очагов и минерального парагенезиса руд. Среди метаморфических месторождений он выделяет kontaktово-метаморфические, месторождения в кристаллических сланцах и полиметаморфические.

Г. Шнейдерхен выделяет магматогенные месторождения только для герцинской эпохи, считая все последующие регенерированными. Это положение противоречит фактическому материалу, так как широко известны эндогенные месторождения всех геологических эпох.

Е. Е. Захаров (1953) предложил классификацию месторождений, в которой выделены три группы месторождений: глубинные, поверхностные и метаморфические. Глубинные (эндогенные) он разделил на магматические и постмагматические, а среди магматических месторождений по условиям залегания выделил залегающие в ультраосновных, кислых, щелочных породах и пегматитах.

И. И. Бок (1954) предложил оригинальную классификацию постмагматических месторождений. По его мнению, эндогенные месторождения образовались вследствие газовой отгонки легкоподвижного материала из оставающих магм или прогретых участков литосферы, поднятых из глубины земной коры в результате тектонических движений. И. И. Бок выделил четыре класса постмагматических месторождений по признаку их связи с интрузивами или эффузивами: а) глубинные, связанные с абиссальными интрузивами и характеризующиеся небольшим снижением термодинамических уровней; б) полуглубинные, связанные с гипабиссальными интрузивами и резким снижением термодинамических уровней; в) приповерхностные, связанные с эффузивами и образующиеся при очень быстром снижении термодинамических уровней; г) телетермальные — не имеющие видимой связи с интрузиями.

Эта классификация эндогенных месторождений основана хотя и на весьма общих, но все же термодинамических условиях рудоотложения, однако она мало обоснована с генетических позиций.

По классификации С. А. Вахромеева (1961) месторождения полезных ископаемых делятся на три группы: эндогенные, экзогенные и метаморфогенные. К эндогенным автор отнес магматические, пегматитовые и постмагматические; к метаморфогенным — метаморфизованные и метаморфические. Эта классификация принципиально ничем не отличается от других, рассмотренных выше.

В. Н. Котляр (1970) выделяет два класса месторождений: I — магматогенный, II — метаморфогенный. Среди магматогенных месторождений он выделяет три серии: магматические, пегматитовые и постмагматические. Последние В. Н. Котляр делит на плутоногенные и вулканогенные (гидротермальные и газо-гидротермальные), справедливо придавая очень большое значение вулканогенным месторождениям. Метаморфогенные месторождения подразделяются им на две серии: метаморфизованные и метаморфические. Каждая из выделенных серий месторождений делится на генетические группы, а последние на подгруппы, рудные формации и генетические типы.

В последние годы появились классификации рудных месторождений, в основу которых положено выделение рудных компонентов для различных этапов развития подвижных зон земной коры. Такие классификации предложены Г. С. Лабазиным и А. И. Семеновым, Г. А. Твалчелидзе и другими.

Г. А. Твалчелидзе (1966) в основу систематики месторождений положил: а) разделение месторождений по основным типам составных частей геосинклиналии; б) объединение месторождений в рудные комплексы в пределах металлогенической зоны; в) выделение рудных формаций, дающих представление о генезисе месторождений и их составе. В предлагаемой автором систематике эндогенные месторождения геосинклинальных областей объединены в зависимости от частей вулканогенных и терригенных геосинклиналей и поздних наложенных структур, от магматических формаций, главных рудных комплексов и рудных формаций. Это очень важная в практическом отношении систематика месторождений; она скорее металлогеническая, т. е. указывающая на условия образования и размещения месторождений, а не генетическая.

В. И. Смирнов (1969б) придерживается генетической классификации эндогенных месторождений, основу которой составляют: магматические месторождения, делящиеся на ликвационные, раннемагматические и позднемагматические; пегматитовые месторождения; карбонатитовые; скарновые; альбитит-грейзеновые и гидротермальные, подразделяющиеся на плутоно-гидротермальные, вулканогенные гидротермальные и телетермальные. В отдельную группу выделены колчеданные месторождения.

Классификация эндогенных месторождений, принятая В. И. Смирновым, наиболее полно учитывает известные рудные месторождения, говорит о сложном образовании некоторых классов и групп и отражает современные знания о рудных месторождениях. Однако она не учитывает различные источники рудообразующих веществ, способы их извлечения и переноса к месту рудообразования, а также полигенного происхождения многих месторождений. Метаморфогенные месторождения в классификации В. И. Смирнова выделены в отдельную группу и не рассматриваются как эндогенные.

Как видно из приведенного обзора, под эндогенными месторождениями во всех классификациях, без существенных исключений, понимаются магматогенные рудные образования, подразделяющиеся на собственно магматические, пегматитовые и постмагматические или гидротермальные. Класс метаморфогенных месторождений, который в большинстве случаев выделен как самостоятельный, существует наряду с эндогенными и экзогенными (Татаринов, 1955; Вахрамеев, 1961; Котляр, 1970; и др.).

В классификации В. Н. Котляра (1970) вместо класса эндогенных месторождений выделяется только класс магматогенных месторождений, т. е. эндогенные месторождения ограничиваются магматогенными.

Однако, как показано во многих современных работах (Смирнов, 1969а, б, 1970; Сауков, 1960; Радкевич, 1970; Котляр, 1970; Домарев, 1964; Белевцев, 1969, 1972а, б), эндогенные месторождения имеют полигенное происхождение. Они образуются не только вследствие кристаллизации магм различного происхождения и состава, но и под влиянием многих других процессов, происходящих внутри Земли, к которым относятся: метаморфизм и ультратермальный пород, подъем флюидов из подкоровых зон, образование подвижных зон в земной коре, сопровождающееся смятием и разломами. Необходимо подчеркнуть, что метаморфогенные месторождения образовались вследствие потоков тепла и флюидов из подкоровых глубин Земли и по термодинамическим условиям они должны относиться к разряду глубинных или эндогенных месторождений.

О ГЕНЕЗИСЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Генезис месторождений в настоящее время принято определять по генетической связи рудообразования с геологическими процессами, приведшими к рудоотложению. Если рудоотложение происходило из горячих растворов, генезис месторождения определялся как гидротермальный, а если рудоотложение связано с кристаллизацией магмы, образованием пегматитов или скариев, генезис месторождений соответственно определяется магматическим, пегматитовым или скарновым. Но это неверно, так как генезис месторождения определяется не только процессом рудоотложения, но и происхождением рудообразующих растворов, источниками рудообразующих веществ, условиями их переноса, а также геологическими и физико-химическими условиями рудоотложения. Если рассмотреть группу магматогенных месторождений, то прежде всего необходимо указать, что по современным представлениям рудоносные магмы имеют различное происхождение. Так, магма ультраосновного и основного состава поднималась из подкоровых глубин или «базальтового» слоя земной коры, в других случаях магма или, точнее, кристаллические породы возникли при метаморфизме и ультраметаморфизме и имеют различный состав и условия образования, так как возникли вследствие перекристаллизации или расплавления различных осадочных и вулканических пород. Поэтому собственно магматические месторождения, связанные с различными магмами или, точнее, с кристаллическими породами магматического облика, естественно, будут иметь разные источники рудообразующих веществ и различные условия рудоотложения и едва ли целесообразно объединять их все в одну генетическую группу или один класс. Они различны по источникам рудообразующих веществ, по структурным и литологическим условиям рудоотложения и, что особенно важно, имеют разные закономерности размещения в земной коре, так как являются продуктами различных магм и различных процессов образования кристаллических пород.

В качестве примера можно указать на хромитовые и титаномагнетитовые месторождения, связанные с интрузиями гипербазитов и базитов, источниками рудообразующих веществ для них были подкоровые магматические массы. Залегают они среди материнских пород в виде вкрапленных и сплошных руд, образуя нередко стратiformные жильные или морфологически сложные залежи (Кусинское, Качканар или Бушвельд). К магматическим относятся также редкометальные граниты с месторождениями tantalа, ниobia, бериллия и редких земель.

Редкометальные или рудоносные граниты (Гинзбург, 1972), открытые в СССР в последние годы, характеризуются сравнительно равномерным распределением оруденения, благоприятным для добычи. Образование рудоносных гранитов связано с дифференциацией палингенных магм, либо рудоносные граниты являются апогранитами и образовались вследствие метасоматических замещений гранитоидов и метаморфических пород. Рудоносные граниты не связаны с дифференциацией габброидных магм, эти последние в отличие от палингенных всегда обогащены рудными компонентами (Гинзбург, 1972; Апельциц, 1967). Источниками рудного вещества для палингенных рудоносных гранитов были метаморфические породы, из которых металлы мобилизовывались при ультраметаморфизме (Гинзбург, 1972). Допускается возможность привноса рудных элементов сквозьмагматическими растворами из верхней мантии для рудоносных апогранитов щелочного ряда. Хорошим примером могут быть и месторождения, связанные с амфиболитами докембрия. Когда они являются орто-амфиболитами, с ними связаны характеристики B, Li, Rb, Cs (Сидоренко и др., 1972).

Гидротермальные месторождения, обязанные своим образованием рудоносным растворам, имеют также палингенное происхождение, так как гидротермальные рудообразующие растворы в одних случаях могли быть ювенильными (поднимались из подкоровых глубин), в других — возникли в зонах регионального динамотермального метаморфизма, в третьих — образовались при гранитизации в зонах ультраметаморфизма, в четвертых — формировались при подземной циркуляции водозаданных вод; в пятых — образовались при смешении продуктов вулканической деятельности и подземных вод. По этой причине понятие «гидротермальные месторождения» не имеет генетического смысла. Оно означает только, что месторождение образовалось с помощью горячих водных растворов и может быть ювенильным, плутоно-гидротермальным, метаморфогенно-гидротермальным или иным, в зависимости от происхождения растворов.

В качестве примера можно привести гидротермальные месторождения, связанные с магматическими plutонами, способы образования которых, равно как и состав и условия залегания, разнообразные. Рудогенные элементы попадали в магматические расплавы реоморфических plutонов вследствие гранитизации (анатексиса) пород земной коры при ультраметаморфизме. Они составили постмагматические рудоносные растворы и привели к образованию широко известной группы плутоно-гидротермальных месторождений. В. Л. Барсуков (1964) показал, что сульфидно-кассiterитовые месторождения Хабаровского края ассоциируют с гибридными гранитами, а источником олова являются осадочно-метаморфические породы. Такая закономерность устанавливается также для оловянных и полиметаллических месторождений Алтая (Козлов и др., 1972) и Сихотэ-Алиня (Размахнин и др., 1973) и свидетельствует о том, что источником рудообразующих веществ были осадочно-вулканогенные породы. Второй пример — гидротермальные месторождения, генетически связанные с базальтоидным вулканизмом. Рудообразующие элементы приносились вместе с магмой из подкоровых глубин, а условия рудоотложения привели к образованию субвулканических — гидротермальных, экскальационно-осадочных и осадочных месторождений (Смирнов, 1968). Третьим примером могут быть тектоно-метасоматические зоны, протягивающиеся на сотни, а иногда и тысячи километров, сохраняя однотипные гидротермальные новообразования в виде альбититов, грейзенов и скарнов, содержащих месторождения полиметаллов, урана, бериллия и многих редких металлов. Геохимическая особенность этих зон и месторождений свидетельствует о подъеме фронта рудообразующих флюидов из подкоровых областей Земли и об образовании месторождений в интервале благоприятных термодинамических и литолого-структурных условий. Эти тектоно-метасоматические зоны протягиваются на десятки, сотни и даже тысячи километров; месторождения в их пределах обладают общими минерало-геохимическими особенностями (например, зональное размещение различных металлов, закономерно сменяющихся на протяжении всей зоны). Примеры таких зон: урановый пояс Канады, Серебряный пояс Северной Америки и др.

Как видно из приведенных примеров, многие генетические классы месторождений имеют полигенное происхождение, так как в их образовании принимали участие разные источники рудообразующих веществ, возникали различные условия их концентрации. Для плутоно-гидротермальных и метаморфогенно-гидротермальных месторождений источниками рудообразующих веществ были осадочные и вулканические породы, однако способы извлечения рудообразующих веществ из пород и условия концентрации разные, поэтому образовались различные стратиформные, метасоматические и жильные месторождения. Колчеданные месторождения вулканического происхождения имеют подкоровые ис-

точники металлов, однако вследствие особенностей рудоотложения образуются гидротермальные жильные стратиформные осадочные месторождения.

По изложенным выше причинам надо расширить понятие «генезис месторождения», сделать его более емким, чтобы оно определялось не только условиями рудоотложения, но и источниками рудообразующих веществ, способами их отделения от источников и условиями перемещения к месту рудоотложения. Попытаемся показать это на опыте генетической классификации эндогенных рудных месторождений.

СХЕМА НОВОЙ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Принятые до настоящего времени принципы генетической классификации рудных месторождений не могут считаться удовлетворительными. Самый главный их недостаток состоит в узком толковании генезиса многих месторождений, который, на наш взгляд, должен определяться источниками рудообразующих веществ и условиями (геологическими и физико-химическими) их перемещения и концентрации.

Современная генетическая классификация эндогенных месторождений должна основываться, прежде всего, на источниках рудообразующих веществ, способах отделения и перемещения этих веществ к месту рудоотложения, а также на геологических и физико-химических условиях их концентрации.

Источниками рудообразующих веществ эндогенных месторождений были подкоровые зоны Земли (симатические) и породы земной коры (сиалические) (Смирнов, 1970; Белевцев, 1969; Радкевич, 1970). Источниками рудообразующих веществ должны определяться основные генетические подразделения месторождений на классы. Способами извлечения и переноса рудообразующих веществ из пород земной коры или подкоровых зон Земли должны определяться подклассы эндогенных месторождений. Так, главными способами извлечения, переноса и концентрации рудообразующих веществ были:

1) для подкоровых, или симатических, источников — а) базальтоидные магмы, для которых характерны месторождения железа, титана, ванадия, хрома, меди, цинка, платины; б) рудоносные флюиды, давшие гидрогенные месторождения свинца, цинка, меди, золота, серебра и ртути;

2) для коровых, или сиалических, источников — а) региональный динамотермальный метаморфизм, приведший к мобилизации рудообразующих веществ и образованию месторождений; б) ультраметаморфизм и гранитизация, которые привели к перекристаллизации, переплавлению, ассимиляции осадочных и вулканических пород, а также к концентрации рудообразующих веществ в плутоно-гидротермальных растворах и тектонометасоматических зонах; в) фильтрация через породы химически активных растворов различного происхождения (ювенильных, метаморфогенных, вулканогенных, вадозных и смешанных), экстрагировавших рудообразующие вещества и переносивших их в области рудоотложения (Белевцев, 1972).

Группы эндогенных месторождений должны определяться условиями рудоотложения, для чего решающее значение имеет сущность процесса рудонакопления, которое может состоять в кристаллизации рудных или рудосодержащих минералов из раствора (либо магматического расплава) одновременно с минералами породы; в метасоматическом замещении пород рудными минералами, в выполнении пустот и трещин рудными минералами и, наконец, в выносе нерудных элементов и обогащении исходных пород рудными компонентами. Так, для магматических месторождений симатического типа выделяются сегрегационные,

ликвационные и фузивные (позднемагматические) подклассы, для метаморфогенных — метаморфизованные и собственно метаморфические (метасоматические), для ультраметаморфических — магматические, пегматитовые, плутоно-гидротермальные подклассы.

Группы эндогенных месторождений могут, в свою очередь, разделяться на генетические семейства, которые определяются конкретными структурно-литологическими условиями размещения и морфологией рудных тел. Например, среди сегрегационных месторождений можно выделить месторождения с залежами вкрапленных руд и тела массивных руд; позднемагматические подразделяются на месторождения вкрапленных руд и жильных массивных руд, собственно метаморфические — на пластовые стратифицированные, жильные или прожилково-штокверковые и т. д.

На основании приведенных данных можно предложить принципиально новую схему генетической классификации эндогенных рудных месторождений. Самыми крупными подразделениями этой схемы-классификации будут генетические классы месторождений: ювенильный, или симатический; коровый, или сиалический; полигенный, или смешанный. Среди генетических классов выделяются подклассы месторождений и могут быть выделены генетические группы месторождений (табл. 2).

А. Ювенильный (симатический) класс охватывает месторождения, образованные подкоровыми источниками рудообразующих веществ. К этому классу относятся два подкласса: магматический и эндогидрогенный.

I. Подкласс магматических месторождений генетически связан с ультраосновными и основными магмами. Это месторождения железа, титана, меди, никеля, кобальта и платиноидов, составляющих, по В. И. Смирнову (1970), базальтоидную группу. Образуются они в начальные этапы развития подвижных зон и располагаются в пределах глубинных разломов. Среди месторождений этого подкласса могут быть выделены группы месторождений: сегрегационных, ликвационных и фузивных (позднемагматических). Примерами этого подкласса могут быть месторождения хромитов Южной Родезии, Бушвельдского комп-

Таблица 2

Схема генетической классификации эндогенных месторождений

Класс месторождений	Подклассы месторождений	Группы месторождений
A. Ювенильный (симатический)	I. Магматические (основного и ультраосновного состава) II. Эндогидрогенные	1. Сегрегационные (раннемагматические) 2. Ликвационные 3. Фузивные (гистеромагматические) 4. Гидрогенные (зон глубинных разломов и тектонометасоматических зон)
B. Коровый (сиалический)	III. Метаморфические IV. Ультраметаморфические V. Фильтрационные	5. Метаморфизованные 6. Метаморфические 7. Магматические (рудоносные граниты) 8. Пегматоидные и пегматитовые 9. Плутоно-гидротермальные 10. Глубинно-фильтрационные 11. Приповерхностно-фильтрационные
B. Полигенный (смешанный)	VI. Гидротермальные послегранитизационные VII. Вулканогенно-гидротермальные	12. Гидротермальные тектонометасоматических зон 13. Глубинно-вулканические 14. Субвулканические 15. Вулканические

лекса в Южно-Африканском Союзе, медно-никелевые сульфидные руды Мончегорска, Норильска, Садбери и многие другие.

II. Подкласс эндогидрогенных месторождений генетически связан с подкоровыми рудоносными флюидами, характерен для полиметаллов и редких металлов, образующих обычно протяженные рудные пояса, во много раз превышающих толщину земной коры. Формируются они в период развития подвижных зон или приурочены непосредственно к глубинным разломам и зонам тектоно-магматической активизации платформ.

Среди месторождений этого подкласса можно выделить такие группы месторождений: гидрогенные, развитые в зонах глубинных разломов, и гидрогенные, развитые в тектоно-метасоматических зонах. Примерами этого класса могут являться жильные и прожилково-штокверковые месторождения полиметаллов Серебряного пояса Северной Америки; урановый пояс Канады и месторождения редких и рассеянных металлов в метасоматических зонах докембрийских щитов.

Б. Коровый (сиалический) класс месторождений генетически связан с источниками рудообразующих веществ земной коры. К нему относятся три подкласса месторождений: метаморфический, ультраметаморфический и фильтрационный.

Под метаморфогенными месторождениями в настоящее время мы понимаем такие скопления рудных минералов, которые интенсивно изменины (перекристаллизованы) или возникли в условиях динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма вследствие перемещения металлов метаморфизуемых пород, их перекристаллизации или переплавления.

III. Подкласс метаморфических месторождений генетически связан с процессами регионального динамотермального метаморфизма прогрессивной и реоморфической стадий. В этом подклассе выделяются две группы месторождений: метаморфизованные и собственно метаморфические. Для первой группы характерны осадочно-метаморфизованные и вулканогенно-метаморфизованные стратифицированные месторождения.

Метаморфизованные месторождения — это пластовые стратифицированные залежи среди близких по составу пород, отвечающих одинаковым осадочно-метаморфическим формациям. Парагенезисы минералов пород и руд относятся к одним метаморфическим фациям. Образовались метаморфизованные месторождения в условиях прогрессивной стадии протекающего изохимически регионального метаморфизма вследствие перекристаллизации первичного осадочного или вулканогенного материала, богатого рудными компонентами.

Метаморфические месторождения — это столбообразные жильные, штокверковые или пластиообразные залежи. Образовались они при аллохимическом характере метаморфической дифференциации рудных компонентов метаморфизуемых пород. Подвижными были H_2O , CO_2 и рудообразующие компоненты, которые мигрировали в благоприятные структурные зоны.

Обособление рудоносных флюидов и гидротермальных растворов происходило главным образом в конце прогрессивного этапа регионального метаморфизма. Отложение рудного вещества происходило при метасоматическом замещении, в открытых полостях или повышенных содержаниях металла в породе благодаря выносу безрудных компонентов.

Парагенезисы минералов руд, как правило, не отвечают метаморфическим фациям вмещающих пород, они могут быть более высокотемпературными или более низкотемпературными.

Примерами этих месторождений могут быть железистые кварциты, роговики, джеспилиты, некоторые богатые железные руды джеспилито-

вой формации Кривого Рога (СССР), оз. Верхнего (США), Минас-Жиранс (Бразилия), Лабрадор (Канада), медные месторождения Урала и Бурятии, Сев. Кавказа (СССР) и Катангы (Африка) и многие другие. В группе метаморфических месторождений выделяются метасоматические месторождения высоких фаций метаморфизма (амфиболитовой и гранулитовой), остаточно-метаморфические низких фаций метаморфизма (зеленосланцевой) и пегматоидные. Примерами месторождений этой группы являются богатые магнетитовые руды Кривого Рога, Курской магнитной аномалии (СССР), Сингбума (Индия), Минас-Жиранс (Бразилия), Миссаби (Канада) и др., а также некоторые медно-никелевые месторождения Норильска, полиметаллические месторождения Забайкалья и Рудного Алтая (Козлов и др., 1972); Брокен-Хилл (Австралия) и другие, месторождения золота в Коларе (Индия) и редкометальные и слюдяные пегматоиды, распространенные во многих докембрийских щитах мира.

IV. Подкласс ультраметаморфических месторождений генетически связан с процессами гранитизации вулканогенно-осадочно-метаморфических пород. Среди этого подкласса выделяются три группы месторождений: магматические, пегматоидные и плутоно-гидротермальные.

Магматические месторождения представлены палингенными или метасоматическими рудоносными гранитоидами, образовавшимися при гранитизации относительно богатых рудогенными элементами метаморфических пород (Гинзбург, 1972; Апельцин, 1967).

Пегматоидные месторождения представлены рудоносными пегматитами пневматолито-гидротермального происхождения как продуктами гранитизации.

Плутоно-гидротермальные месторождения представлены рудоносными метасоматитами и жильными образованиями.

V. Подкласс фильтрационных месторождений, которые в настоящее время называются телетермальными, образовались с помощью глубинной циркуляции подземных вод вследствие активного выщелачивания металлов из пород и переотложения их в благоприятных тектонических зонах вследствие изменения физико-химических условий. По условиям образования можно выделить глубинно-фильтрационные и приповерхностно-фильтрационные месторождения.

VI. Класс полигенных месторождений характеризуется смешанными источниками рудообразующих веществ, поступившими из подкоровых глубин и заимствованных из пород земной коры.

К этому генетическому классу относятся два подкласса месторождений: гидротермальные — послегранитационные и вулканогенно-гидротермальные.

VI. Подкласс гидротермальных послегранитационных месторождений генетически связан с остаточными гранитационными растворами, поднимавшимися из зон активной гранитизации. Они приурочены к протяженным тектоно-метасоматическим зонам. Примерами их могут быть месторождения берилля, урана и редких земель среди метасоматитов, представленных грейзенами, албититами, микроклинитами и эгиринатами, развитыми на древних щитах мира.

VII. Подкласс вулканогенно-гидротермальных месторождений генетически связан с вулканическими процессами (Смирнов, 1968; Котляр, 1968). Среди них выделяются: глубинно-вулканические, связанные преимущественно со сложными вулканогенно-интрузивными комплексами; субвулканические, связанные с разнообразными близповерхностными и субмаринными условиями образования (колчеданные); вулканические наземные газово-гидротермальные месторождения.

Общим генетическим признаком их является смешанный источник рудообразования. С одной стороны рудогенные элементы поднимались с магмой из земных глубин, а с другой — обогащались водами и метал-

лами из пород и перемещались к месту рудоотложения. Примерами этих месторождений могут быть медно-оловянные и скарновые месторождения Боливии, золото-серебряные, урано-молибденовые, сульфидно-кассiterитовые, ртутные месторождения многих районов мира.

Приведенная нами принципиальная схема классификации эндогенных месторождений нуждается в дальнейшей разработке и уточнении. Исходя из принятых генетических принципов, месторождения могут быть отнесены к другим подразделениям, классификации, чем это принято до настоящего времени. Так, магматогенные месторождения ювелирного класса (А) будут резко отличаться от магматогенных месторождений сиалического класса (Б). В первом случае это собственно магматические месторождения, генетически связанные с подкоровой базальтоидной магмой; во втором случае это рудоносные граниты сиалического происхождения, а также связанные с гранитоидными магмами пегматитовые и плутоно-гидротермальные месторождения.

Гидротермальные месторождения также должны быть отнесены к различным генетическим классам, подклассам и группам. Одни из них — эндогидрогенные — должны быть отнесены к ювелирному классу, они отличаются приуроченностью к глубинным зонам разлома или протяженным тектоно-метасоматическим зонам, другие — гидротермальные постгранитизационные — относятся к классу В — полигенным месторождениям, имеющим смешанные источники рудообразующих веществ.

Предлагаемая классификация не исключает, а наоборот предполагает систематику месторождений на металлогенической основе, где главным принципом являются геологические условия образования и закономерности размещения месторождений в пределах подвижных зон или древних щитов и платформ.

Генетическая систематика и, как следствие, создание новой классификации эндогенных месторождений имеют фундаментальное значение в теории рудообразования и понимании закономерностей размещения месторождений в земной коре.

Новая классификация позволит с принципиально новых позиций рассмотреть закономерности размещения эндогенных месторождений, что само по себе имеет большое практическое значение для эффективности поисков новых месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала. М., «Недра», 1967.
Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. В кн.: Химия земной коры. Т. 2. М., «Наука», 1964.
Белевцев Я. Н. Главнейшие проблемы эндогенного рудообразования. — «Геол. журнал», 1969, № 29, вып. 2.
Белевцев Я. Н. О происхождении рудообразующих растворов. Будапешт, 1970.
Белевцев Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наука думка», 1972а.
Белевцев Я. Н. К вопросу об источниках рудообразующих веществ эндогенных месторождений. — «Сов. геология», 1972б, № 11.
Бетехтин А. Г., Домарев Д. С., Зверев В. Н., Иванов Г. А., Наковник Н. И., Озеров К. Н., Талдыкин С. И., Татаринов П. М. Курс месторождений полезных ископаемых. М.—Л., ГНТИ, 1946.
Бок И. И.—«Сб. научн. трудов Казахского горного института», М., Металлургиздат, 1954, № 9.
Вахромеев С. А. Месторождения полезных ископаемых. М., «Недра», 1961.
Гинзбург А. И. Проблемы редкометальных гранитов. — В кн.: Редкометальные граниты и проблемы магматической дифференциации. М., «Недра», 1972.
Домарев Д. С. О некоторых проблемах учения о рудных месторождениях. — «Зап. Всес. мин. о-ва», 1964, ч. ХСIII, вып. 2.
Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье). — «Геол. рудных месторожд.», 1972, № 2.

- Захаров Е. Е.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 5.
Козлов М. С., Титов В. И., Азов В. С. О метаморфогенном рудообразовании полиметаллических месторождений рудноалтайского типа (на примере месторождений Рудного Алтая). — «Геол. журнал». Киев, 1972, № 2.
Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.
Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
Линдгрен В. Минеральные месторождения. Вып. I—III. М., ОНТИ НКТП, 1934.
Обучев В. А. Рудные месторождения. М., ОНТИ НКТП, 1935.
Размахин Ю. Н., Размахина Э. М., Малков И. И. К вопросу об источнике рудного вещества гидротермальных месторождений (на примере Сихотэ-Алиня). — «Геол. журнал». Киев, 1973, т. 33, № 1.
Радкевич Е. А. Металлогенические индикаторы глубинного строения Земной коры и верхней мантии. — «Пробл. строения земной коры и верхней мантии». 1970, № 7.
Сауков А. А.—«Труды Ин-та рудных месторождений». М., 1960, № 46.
Святальский Н. И. Курс рудных месторождений. Т. I и II. М., ГОНТИ, 1933.
Семенов А. И., Смыслов А. А.—«Зап. Всес. мин. о-ва», 1967, ч. ХСVI, вып. 5.
Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М., Жук-Почекутов К. А., Горбачев О. В. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972.
Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969а, № 3.
Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых. М., «Недра», 1969б.
Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М., «Наука», 1970.
Смирнов С. С.—«Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1947, № 1.
Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955.
Татаринов П. М. Условия образования рудных инерудных полезных ископаемых. М., Госгеолиздат, 1955.
Твалчелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., «Недра», 1966.
Шнейдерхен Г. Рудные регенерированные месторождения. М., ИЛ, 1957.
Niggli P. Die Sistematik der magmatischen Erzlagerschlätten. — "Schweiz Min. and Petr. Mitt.", 1941, № 21.

В. Н. КОТЛЯР

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ВУЛКАНОГЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сейчас проблему рудоносности вулканогенных формаций, выдвинутую в новой ее постановке в 60-х годах, можно считать общепризнанной. Научные и производственные коллективы нашей страны и ряда социалистических стран широко используют результаты ее изучения и добиваются серьезных достижений. США, Япония, Франция и другие страны тоже по-иному рассматривают многие и даже давно известные, но не понятые месторождения в вулканогенных формациях. Дальнейшая разработка данной проблемы, проводящаяся уже многими исследователями и школами, выдвинула новые вопросы, требующие изучения и разрешения, например такие, как становление и эволюция конкретных вулканогенных комплексов и порождающих их магматических очагов, фациальный анализ рудоносных комплексов, изучение вулканических структур, соотношения вулканического и интрузивного магматизма, соотношение гидротермального и осадочного процессов при вулканогенном рудообразовании, природа растворов и их динамика, значение вулканической цикличности, контрастности состава вулканических продуктов и многие другие. При широкой распространенности вулканических полей, древних вулканических аппаратов и признаков в них минерализации важнейшей практической задачей является определение критериев продуктивности и непродуктивности вулканогенных комплексов.

Иначе говоря, основная практическая задача — прогнозирование различных типов вулканогенного оруденения на основе всего многообразия условий формирования и проявления вулканогенных комплексов.

НОВЫЕ КРИТЕРИИ СВЯЗИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ВУЛКАНОГЕННЫМИ КОМПЛЕКСАМИ

Широко применяющиеся критерии связи эндогенного оруденения с вулканогенными комплексами выражаются в пространственной их ассоциации, временной близости, соответствии фаций глубинности и геохимическом родстве. В настоящее время наметились и другие критерии, которые могут эффективно использоваться при изучении рудносности вулканогенных формаций. В первую очередь сюда нужно отнести проявление вулканогенных магматических месторождений. Таковы, например, месторождения магнетитовых руд Лако-Сур в Чили, Абовянского в Армении, Кирунавара в Швеции, вероятно, некоторые ликвационные медно-никелевые и карбонатитовые месторождения (месторождения Танзании), апатитовые и алмазные. И хотя эти месторождения имеют вулканогенно-магматический генезис, едва ли можно не учитывать участия рудного процесса в формировании вулканогенных комплексов. Несомненно, что такое положение месторождений придает им и особые черты (присутствие фосфора, многокомпонентность и др.).

Еще более интересен вопрос о гидротермальном или, точнее, газо-гидротермальном рудообразовании при вулканизме. Вопрос об отрыве оруденения от вулканитов и субвулканических образований, который выдвигался некоторыми исследователями, отрицавшими на этом основании роль вулканизма в формировании рудных месторождений, можно считать решенным по многочисленным геологическим данным и определениям абсолютного возраста. В настоящее время можно уверенно утверждать, что рудная минерализация является логическим завершением формирования рудоносного вулканогенного комплекса. Это вытекает из данных изучения месторождений. Далее, для ряда районов установлено проявление полицикличности в формировании рудоносных вулканогенных комплексов, причем некоторые из вулканических циклов сопровождаются образованием своих даек и рудной минерализации. Такого рода соотношения были установлены автором для медного и полиметаллического оруденения Кафансского рудного поля в Армении, Б. И. Берманом — для Кызыл-Таштыгского полиметаллического месторождения в Туве, Г. Ф. Яковлевым и др. (1973) — для медиоколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, А. А. Сидоровым (1974) и А. А. Алискеровым (1974) — для золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР, а также для редкometальных месторождений и других.

Особо интересен пример уникального молибденового месторождения Кляймекс, где, как мы и предсказывали, выявлен четырехфазный вулканогенный комплекс с тремя этапами минерализации, чередовавшимися с последовательными фазами магматизма (Уоллес, Мункастер и др., 1973). Количество таких примеров можно значительно умножить, причем для разных по составу руд типов месторождений. Если при этом учесть узкие рамки времени формирования юных вулканогенных комплексов, то не остается никаких сомнений в парагенетических связях вулканизма и оруденения.

Следующие факты, мало используемые при изучении соотношений оруденения с субвулканическими интрузиями, заключаются в четко выраженной в ряде месторождений зональности оруденения вокруг вулканических очагов и жерловин. Это отмечается для ряда месторождений карбонатитов, но особенно отчетливо для некоторых золото-

полиметаллических месторождений. Так, Д. А. Тимофеевский описал зональность в смене минеральных ассоциаций полиметаллической арсенопиритовой, выраженной в одних и тех же жилах. Подобную зональность описал также А. А. Алискеров (1974) для Китхойского месторождения на Камчатке, ее можно усмотреть также в Арманской кальдере (В. Еремин, В. В. Ярмолюк и др.). Автором такая зональность, отражающая прямые генетические соотношения, отмечалась как концентрическая вокруг очагов вулканизма (Котляр, 1963). После несостоявшихся возражений о якобы временном отрыве оруденения от субвулканических комплексов иногда выдвигается новое замечание о несовпадении путей вулканических образований и гидротермальных растворов. Однако можно считать очевидным, что такие комплексы и оруденение почти всегда контролируются одними и теми же зонами разломов, а в ряде случаев — одной и той же системой более мелких разрывных нарушений (Алискеров, 1974).

Наконец, нельзя обойти вопрос и о прямых генетических связях вулканических и особенно субвулканических образований и минерализации. Н. П. Лаверов, В. В. Ляхович и др. показали, что вулканиты во многих случаях содержат повышенные количества ряда металлов по сравнению с интрузивными породами соответствующего состава. Это отчетливо усматривается для серебра, меди, селена, теллура, бора, таллия и др. А. И. Гинзбург указал, что изучение соотношений ряда редких элементов (например, Rb:K, Ti:Rb, Cs:K, Ga:Al, Hf:Zr, Sc:Ce:ΣY и др.) может привести к установлению новых критериев связи месторождений именно с вулканогенными образованиями. На прямую генетическую связь оруденения с вулканитами указывают Г. А. Шатков, Л. Н. Шаткова (1971), установившие обогащение цезием вулканических пород в интрателлурической стадии их образования до нескольких процентов.

Общеизвестно образование ряда месторождений ртути, сурьмы, мышьяка и т. д. в связи с их высокой летучестью при вулканических процессах. Наконец, отмечены факты высоких содержаний свинца (до 1%) в субвулканических и вулканических образованиях.

Из всех этих данных следует, что при преобладающих парагенетических отношениях рудной минерализации и вулканогенных образований отнюдь не противопоказаны и прямые генетические связи между ними.

О ПРАВОМЕРНОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Установление парагенетических связей гидротермальных месторождений с вулканогенными формациями и конкретными комплексами, что имеет огромное значение для металлогенического прогнозирования, еще не обусловливает необходимости выделения вулканогенных месторождений. Для этого требуется показать существенные отличия их от месторождений, связанных с глубинными плутоническими условиями. Сравнительное изучение приводит к выявлению многих достаточно резких различий условий рудообразования в этих геологических обстановках. Эти различия реализуются во многих отношениях — металлогеническом, формационном, структурном, фациальном, минералого-геохимическом и других, а сочетание их обуславливает и кардинально различные условия рудообразования. Металлогенические особенности рассматриваемых месторождений выражаются в их размещении преимущественно в областях тектоно-магматической активизации — как древних платформ, так и закончивших свое развитие складчатых зон, включая сюда срединные массивы и вулканические пояса. Структурно-

формационные отличия особенно разительны и выражаются прежде всего в теснейшей связи разломной тектоники и проявлений вулканизма, во-первых, и в развитии вулканических структур, во-вторых. Резко различны и фациальные условия в связи с полифациальным характером вулканогенных комплексов, широким проявлением рудоносности не только собственно вулканических и субвулканических, но и вулканогенно-интрузивных тесно взаимосвязанных между собой комагматических образований. Как мы теперь хорошо знаем, вулканогенные комплексы представлены не только эфузивами — экструзивами, некакими (жерловая фация) и субвулканическими интрузиями, но и передко дайками, силлами, лакколитами, лополитами, а также гипабиссальными малыми интрузивными телами. В. С. Коптев-Дворников, Е. Б. Яковлева и М. А. Петрова в их превосходной классификации фаций некоторые из них рассматривают как субфации.

Что же касается минералого-геохимических особенностей руд вулканогенных формаций и комплексов, то они также очевидны. Еще А. Г. Бетехтин указывал на большие отличия близповерхностного рудообразования, а в настоящее время можно с уверенностью говорить о тех рудных ассоциациях и формациях, которые связаны преимущественно или только с вулканическими процессами. Например, такие рудные формации, как золото-серебряная, серно- и медноколчеданные, колчеданно-полиметаллическая алтайского типа, полиметаллическая, богатая серебром мексиканского типа, медно-турмалиновая, оловянная риолитовая, сульфидно-кассiterитовая боливийского типа, стибинит-киноварь-ферберитовая, молибденит-настуритовая и фосфорно-урановая, так или иначе связаны с вулканогенными образованиями. При этом усматриваются такие минеральные ассоциации, которые определяют не только связь с вулканическими процессами, но и фациальную обстановку их проявления. Например, развитие сульфосолей, особенно сульфосолей серебра, свинца, меди, развитие самородной меди и мышьяковых соединений типа энаргита, самородного мышьяка и т. п. является не только характерным, но и определяющим приповерхностные вулканические условия. В этом смысле необходимо введение соответствующих дополнений в современные пособия по минералогии. Выделяются некоторые рудные формации, например карбонатитовая, медно-молибденовая (медно-порфировая), магнезио-ферритовая (траповая) и другие, которые занимают промежуточное положение между вулканогенными и плутогенными, но располагаются ближе к первым, а главное — определяют геологическую и структурную обстановку их проявления. Тем самым выделение группы или серии вулканогенных месторождений может быть использовано в целях прогнозирования и повышения эффективности геологопоисковых работ.

Из сказанного следует, что вулканогенными следует считать такие месторождения, которые закономерно связаны с вулканогенными комплексами и представлены характерными, только им свойственными рудными формациями или типами месторождений.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В ранних работах автора были рассмотрены и освещены следующие причины и вопросы вулканогенного рудообразования:

- 1) влияние летучих на изменение давления в магматических камерах и возникновение вулканических процессов на разных глубинах;
- 2) последовательность выделения летучих из магмы;
- 3) перенос рудных веществ в газовой фазе;
- 4) формирование гидротермальных растворов.

В настоящее время появились новые данные, касающиеся условий вулканогенного рудообразования. На ряде конкретных объектов подтверждается значение дифференцированности и контрастности вулканогенных формаций и их значение в металлогенической специализации. Во многих рудных районах установлены в субвулканических породах повышенные содержания редких элементов (Г. А. Шатков, Р. Димитров), меди (М. Б. Бородаевская, Г. Ф. Яковлев и др.), золота (И. Х. Хамрабаев, К. У. Урунбаев, Л. Аренс, Вагер), серебра (А. А. Сидоров, Найбородин), урана и других металлов. Во многих случаях подтверждается смешанная природа гидротермальных растворов вулканогенных месторождений с вполне подчиненной долей ювелирной их части (Н. В. Альбинский, 1969; Н. П. Лаверов; и др.). Усматривается большая роль газовой фазы в переносе рудного вещества (Н. В. Петровская и др.).

Изучение изотопного состава вулканических газов показало изотопные сдвиги у углерода, аргона, азота, указывающие на их глубинное происхождение (Волынец и др., 1969). Установлено, что вулканические газы отражают состав летучих в магмах, количество которых Е. К. Мархинин определяет в 3% по весу и которые являются производными этих магм (Башарина, Мархинин, 1969). И. А. Меняйлов полагает, что фтор активно участвует на разных стадиях вулканического процесса и переносит в газовой фазе вместе с водяным паром целый ряд металлов. Наконец, величина изотопа γS^{34} общей вулканической серы отражает качественную и количественную сторону газо-гидротермального процесса (Борисов, Борисова, 1969). Эти данные подтверждаются многими другими исследователями.

Таким образом, формирование гидротермальных растворов смешением водозных и глубинных ювелирных растворов и приобретением ими агрессивных свойств в связи с растворением вулканических газов является первой и одной из главных черт вулканогенного процесса. Однако уже на этой стадии развития процесса, несомненно, имело место проявление очень многих, различных, зависящих от конкретных тектономагматических и геохимических условий.

Другая общая особенность процесса вулканогенного рудообразования заключается в резком падении давления при вулканических эксплозиях и иных проявлениях, обусловленных относительной открытостью системы. Эта особенность выражается в выкипании растворов, с чем связано рудоотложение, смена рудных формаций, вертикальная и латеральная зональность.

В настоящее время более углубленно и всесторонне изучены генетические черты колчеданных месторождений. Ушли далеко в прошлое представления о связи их с гранитоидами. Работы В. И. Смирнова показали, что формирование некоторых из них обязано вулканогенно-осадочному процессу, что подтверждается исследованиями Н. С. Скрипченко, Г. Н. Щербы, З. Б. Сейраняни и др. С другой стороны, работы Г. Ф. Яковлева, М. Б. Бородаевской, Т. И. Фроловой, Б. И. Бермана, Э. Г. Дистанова и многих других показали, что ряд колчеданных месторождений формировался из гидротермальных растворов в тесной связи со структурами древних вулканических комплексов и подводных аппаратов, обнаруживающих направленное многоэтапное развитие.

Заслуживает внимания и эволюция взглядов на образование золото-серебряных месторождений. А. А. Сидоров, который одним из первых установил их перспективность в связи с проявлениями вулканизма Северо-Востока СССР, показал эволюцию этой формации. Эволюционные ряды золотого оруденения вулканогенных поясов Казахстана наметили также Н. А. Фогельман, В. А. Глоба, В. А. Нарсеев и др.

Обращают на себя внимание исследования и других рудных формаций. Таковы, в частности, работы М. К. Иванова о вулканогенном

рудообразовании в траппах, Г. В. Ициксон, В. К. Финашина и др. по оловорудной формации, В. А. Гайворонского и А. М. Гребенникова по редкometальным формациям и т. д. Особого внимания заслуживают исследования Г. А. Шаткова и Л. Н. Шатковой (1971) о возможности концентрации цезия, бериллия, молибдена и фтора в стекловатых и микрофельзитовых разностях пород рудоносных палеовулканов. Эти данные подтверждены работами В. В. Матиас, Н. И. Борисовой и Л. И. Лебедевой, а также исследованиями, показавшими перераспределение вещества при раскристаллизации расплавов с концентрацией в них рудных веществ и дифференцированным выносом наиболее подвижных элементов в условиях формирования микрофельзитовых разностей пород. Г. А. Шатков и Л. Н. Шаткова с достаточными на то основаниями полагают, что в отдельных кальдерах на 1 км³ липаритов были вынесены десятки тысяч тонн молибдена и других металлов и миллионы тонн фтора.

Особенности вулканогенного рудообразования обусловлены также дифференциацией газов и эволюцией образующихся в связи с их растворением гидротермальных растворов от щелочных к кислым. Указывая на факты позднего выделения галогенидов в ходе гидротермального процесса, О. Г. Борисов и Г. М. Власов (1971) справедливо связывают их со степенью открытости магматической системы, что отмечалось впервые автором. Формирование месторождений в этих условиях обуславливает возникновение эксплозивного брекчирования и многократное вскипание минералообразующих растворов. Роль летучих Cl, F, CO₂, O₂ и др. определяется их соотношениями с наиболее активными зонами теплового потока. Для наиболее открытых систем, в частности зон эксплозивного брекчирования, возрастает роль свободного кислорода (В. И. Сотников).

Во многих районах наблюдается связь с приповерхностными рудообразованиями серы, мышьяка, ртути и сурьмы золото-серебряных проявлений, образующихся на несколько больших глубинах. Г. М. Власов считает, что эта связь для Камчатки и Курильских островов «не вызывает сомнений». На это указывает нахождение золото-серебряных месторождений среди низкотемпературных пропилитов и связь с адуляризацией (Берегово, Трансильвания, Западные штаты США). Это же вытекает из работ А. А. Сидорова по Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, который отмечает, что «сурьмяно-ртутные месторождения обнаруживают структурную и, по-видимому, временную связь с золото-серебряным оруденением» этого пояса. Г. М. Власов полагает, что золото и серебро выпадают у уровня вскипания перегретых гидротерм хлоридно-натриевого типа вместе с низкотемпературным кварцем, карбонатами, адуляром и др. Ниже уровня вскипания гидротерм в более высокотемпературных пропилитах проявляется полиметаллическое оруденение с серебром, книзу сменяющееся медным, и медно-молибденовым. По мнению Г. М. Власова и М. М. Васильевского, последнее размещается уже в верхних частях интрузивных массивов. Г. М. Власов особенно настаивает на генетической общности ряда Cu—Mo—Zn—Pb—Au—Ag—Sb—Hg—As—S, увязывая его с соответствующим рядом оклорудных изменений (опализация—цеолитизация—адуляризация—низкотемпературная пропилитизация—высокотемпературная пропилитизация—окварцевание). Однако этот ряд имеет и другие модификации, начинаясь с олова вместо меди—молибдена или даже с вольфрама. Такие ряды можно наметить для Боливии, Чили и др.

Генетическую общность выделяемого Г. М. Власовым ряда рудных образований убедительно доказывает также А. А. Сидоров для Охотско-Камчатского вулканического пояса. Подобные ряды можно усмотреть на Малом Кавказе, на что обратил внимание И. Г. Магакьян, сравнивая его с Карабским нагорьем и др.

Важно также отметить, что, указывая на единство металлогенического, по существу вулканогенного, ряда, Г. М. Власов допускает возможность соответствующих рудообразований на протяжении относительно длительного времени, даже охватывающего несколько эпох, а также на возможность распадения такого ряда на несколько звеньев, нередко проявленных с разной интенсивностью. Этим можно объяснить проявление разных рудных комплексов, часто соответствующих разным вулканическим комплексам. Указанные рудные ряды усложняются также заимствованием катионов из вышележащих пород, например железа, титана, фосфора и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбинский Н. В. К вопросу происхождения гидротерм вулканических областей.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.
- Алискеров А. А. Температурная зональность оруденения Авачинско-Китхайской группы. Петропавловск-Камчатский, 1974.
- Берман Б. И., Аргентов В. Б. О геохимических связях колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийским вулканализмом.— «Геохимия», 1965, № 3.
- Башарина Л. А., Мархинин Е. К. Вулканические газы как производные летучих мантийноймагмы.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.
- Борисов О. Г., Борисова В. Н. Использование значения изотопа S³⁴ для оценки характера газогидротермальной деятельности вулкана.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.
- Борисов О. Г., Власов Г. М. и др. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
- Бородаевская М. Б., Курбанов Н. К., Кравцов А. И. и др. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 10.
- Вольнец В. Ф., Задорожный И. К., Флоренский К. П. Изотопный состав вулканических продуктов и проблема ювенильности.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1969.
- Гинзбург А. И., Заболотная Н. П. Генетические типы месторождений редких элементов, связанных с субвулканическими образованиями.— В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. М., «Недра», 1965.
- Котляр В. Н. О концентрической зональности рудоносных вулканических куполов, жерл и трубок взрыва.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963.
- Сидоров А. А. К проблеме зарождения и эволюции золото-серебряной формации. Эволюция вулканизма в истории Земли.— В кн.: Труды I палеовулканологического совещания. М., 1974.
- Уоллес С. Р., Мункастер Н. К. и др. Многократная интрузия и минерализация месторождения Кляймекс.— В кн.: Рудные месторождения США. М., «Мир», 1973.
- Шатков Г. А., Шаткова Л. Н. Об источниках рудного вещества месторождений, связанных с вулканогенными формациями.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971.
- Яковлев Г. Ф. и др. Основные принципы и методика составления карт рудных районов в палеовулканических областях. М., «Недра», 1973.

Р. М. КОНСТАНТИНОВ

РОЛЬ ФОРМАЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В РЕШЕНИИ ПРОБЛЕМЫ КОНВЕРГЕНЦИИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Проблема конвергенции месторождений, впервые на примере колчеданных месторождений поставленная В. И. Смирновым (1960), в настоящее время привлекает пристальное внимание специалистов в области рудных месторождений в связи с ее важными теоретическими и практическими аспектами.

В результате углубленных исследований оказалось, что все большее число сходных по своим внешним особенностям рудопроявлений имеют существенно различные источники и другие особенности генезиса. Стало очевидным, что проблема конвергенции месторождений получает более полное решение по мере совершенствования методов исследования.

В последнее время наметились новые методы сравнительного изучения месторождений, объединяемые под общим названием формационного анализа рудных месторождений, который своим возникновением и развитием во многом обязан В. А. Кузнецовой и его ученикам (1966, 1972). Автор, занимаясь методами рудноинформационного анализа, неоднократно приходил к выводу, что они тоже могут внести свой вклад в решение проблемы и способствовать расшифровке конвергентных групп месторождений. Задача данного сообщения — привлечь внимание к этим возможностям.

Особенно обнадеживающие перспективы для выявления конвергентных групп месторождений намечаются в результате изучения формационных рядов месторождений. Следует отметить, что в геологической литературе намечается два различных подхода к изучению рядов рудных формаций. Первый особенно полно отражен в работах В. А. Кузнецова (1972) и И. Г. Магакьяна (1969).

Эти ученые рассматривают ряды рудных формаций как естественные геологические сообщества месторождений и рудопроявлений, которые необходимо целеустремленно искать в конкретной геологической обстановке, добиваясь выявления недостающих (неоткрытых) звеньев.

Автор и некоторые другие исследователи развивают второй подход, в соответствии с которым изучение рядов рудных формаций рассматривается как метод сравнительного изучения месторождений. При этом для ряда месторождений, у которых характеристики минерального состава расположены в соответствии с постепенным заранее обусловленным изменением, параллельно изучаются геологические условия их формирования. Таким способом иногда удается выявить факторы, влияющие на исследуемые изменения.

Путем обычного геологического анализа были изучены два ряда рудных формаций Восточного Забайкалья (Константинов, 1973): первый ряд объединял оловянные месторождения касситерит-кварцевой, касситерит-сульфидно-кварцевой и касситерит-сульфидной формации, а также оловосодержащие галенит-сфалеритовые месторождения. Месторождения перечисленных формаций были рассмотрены по мере увеличения в них количества галенита и сфалерита. Сопоставление геологических условий формирования месторождений показывает, что конечными членами этого ряда являются оловосодержащие галенит-сфалеритовые рудные тела, залегающие как в вулканогенно-песчано-сланцевых, так и в карбонатных толщах. Выявились две группы геологических факторов, меняющихся в соответствии с изменением минерального состава.

Такие изменения проявляются, во-первых, в фациальном типе магматических пород, с которыми ассоциировано оруденение. Выясняется, что в оловорудных месторождениях рассмотренного ряда количество сульфидов свинца и цинка увеличивается в зависимости от того, в какой мере эти месторождения теряют признаки прямой генетической связи с ассоциированными магматическими образованиями, а сами магматические породы приобретают все более гипабиссальный, субвулканический характер. Малосульфидные члены этого ряда представлены месторождениями типа Малого Ангатая, которое генетически связано с поздними фазами Дурулгуевского plutона, сложенного среднезернистыми биотитовыми и биотит-рогообманковыми гранодиоритами, порфировидными биотитовыми, мелкозернистыми и крупнозернистыми лей-

кократовыми мусковитовыми гранитами. Рудные жилы, расположенные в экзоконтактовых роговиках, состоят из кварца с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом и арсенопиритом. Отмечаются турмалин, топаз, флюорит, редко встречаются халькопирит, марказит, сфалерит, пирротин, станин, молибденит. От вмещающих роговиков жилы отделены мусковитовыми оторочками.

В качестве примера противоположной крайней составляющей этого ряда, представляющей оловорудную формацию, обогащенную сульфидами свинца и цинка, можно прежде всего упомянуть месторождение сопки Большой. Здесь оруденение ассоциировано с внедрившимися по глубинным разломам эруптивными брекчиями, в которых обломки роговиков и кварцевых порфиров сцеплены флюидальной массой фельзитов. Эти породы подверглись интенсивным гидротермальным изменениям и содержат сложную по минеральному составу вкрапленно- прожилковую оловянно-свинцово-цинковую минерализацию.

Почти всю гамму характерных для рассмотренного ряда переходов в минеральном составе, а также соответствующее изменение геологической обстановки можно наблюдать на примере рудных тел Хапчранги на участке рудного поля по направлению с севера на юг. Типичные оловоносные грейзены, генетически связанные с массивом порфировидных гранитов, обнажающихся в виде небольшого штока, сменяются кварцевыми и кварц-хлоритовыми жилами со все возрастающим в них количеством сульфидов и, наконец, галенит-сфалерит-хлоритовыми рудами с небольшим количеством кварца.

Отмеченные изменения состава руд протекают параллельно с установленным геофизическими данными погружением на все большую глубину кровли гранитов, выходящих на поверхность на северном фланге рудного поля. Магматические проявления противоположного южного фланга представлены сложными по морфологии дайками лампрофиров.

Таким образом, как показывают эти два примера, тенденция к изменению характера связи оруденения с магматизмом и фациальных особенностей магматических пород устанавливается в этом формационном ряду месторождений достаточно отчетливо.

Во-вторых, заметное влияние на увеличение количества галенита, сфалерита и других сульфидов свинца и цинка в оловорудных телах оказывает присутствие карбонатных прослоев в толще вмещающих пород.

Эту особенность легко заметить, если в качестве членов ряда, обогащенных сульфидами свинца и цинка, рассмотреть оловосодержащие месторождения Приаргунья Смирновское и Покайнское. Так, участок Смирновского месторождения представляет собой блок нижнепалеозойских доломитовых мраморов, глинистых сланцев и аргиллитов, «узкой пачкой зажатый в граните» (С. С. Смирнов, 1961). Помимо варисского Кутомарского массива гранитоидов здесь известны верхнеюрские интрузии порфировидных и лейкократовых гранитов. Осадочные породы прорываются дайками лампрофиров и более древними ветвящимися дайками гранитов (Трофимов и др., 1963). Руды сложены галенитом, сфалеритом, касситеритом, буланжеритом, арсенопиритом, пиритом, кварцем и карбонатами. Специфической их особенностью является присутствие турмалина, местами образующего значительные скопления, редких сульфосолей олова: франкита, тиллита, цилиндриита и кан菲尔дита.

Второй ряд, объединяющий золотые и золото-полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья, также изучался с целью выяснения геологических факторов, способствующих увеличению концентраций в рудах сульфидов свинца и цинка. И в этом случае один из главных факторов — изменение фациального состава магматических пород,

с которыми ассоциировано оруденение. Проявление этого фактора очевидно на примере существенно полиметаллических золоторудных месторождений (Дарасунское) или золотосодержащих галенит-сфалеритовых (Ново-Широкинское).

На Дарасунском месторождении оруденение ассоциирует со сложным по морфологии массивом плагиогранит-порфиров и развитыми в нем взрывными брекчиями. Существенно полиметаллические руды расположены в определенном удалении от массива. На Ново-Широкинском месторождении карбонатно-галенит-сфалеритовые жилы с золотом ассоциированы с покровом андезитов и сложной серией даек и субвулканических тел диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров, лампрофиров и трахиадолеритов.

Однако в силу того, что фактически все среднеглубинные золотые месторождения Восточного Забайкалья в той или иной степени ассоциированы с подобными же дайками, действие магматического фактора устанавливается менее отчетливо.

С другой стороны, обращает на себя внимание то обстоятельство, что в Восточном Забайкалье, в пределах распространения карбонатных пород, до настоящего времени не обнаружены собственно золотые месторождения. Даже в районе Шилкинского Завода, где в толщах существенно алюмосиликатных пород широко распространены кварц-турмалиновые жилы, часто содержащие золото, в блоках известняков неизвестны никакие их аналоги. В то же время наличие золота в виде минералогической примеси — явление весьма распространенное на многих галенит-сфалеритовых месторождениях, локализованных в карбонатных отложениях Приаргунья. Еще С. С. Смирнов (1961) отмечал, что повышенные концентрации золота особенно характерны для пирит-арсенопиритового и буланжерит-галенит-сфалеритового типов галенит-сфалеритовых месторождений.

Можно допустить, что так же, как и оловянные месторождения, в карбонатных толщах золоторудные месторождения как бы теряют свои специфические особенности и их аналогами в этих условиях становятся галенит-сфалеритовые проявления. В связи с тем, что начальные концентрации золота в рудоносных растворах были небольшими, эти отличия утрачиваются еще легче, чем у оловорудных месторождений.

Таким образом, анализ формационных рядов оловянных и золоторудных месторождений в порядке увеличения в них содержаний галенита и сфалерита приводит к следующим выводам.

1. Конечные члены этих рядов представляют собой исходные по минеральному составу и геологическим особенностям галенит-сфалеритовые месторождения, особенно широко распространенные в пределах полиметаллического пояса Восточного Забайкалья.

Это обстоятельство позволяет высказать гипотезу о скрытой неоднородности галенит-сфалеритовых месторождений Восточного Забайкалья и о тяготении одной их части к месторождениям существенно оловорудного, а другой — к золоторудного формационных рядов.

Можно допустить, что одна часть свинцово-цинковых месторождений, особенно широко распространенных среди мощных карбонатных толщ Приаргунья, имеет источником первично-оловоносные гранитные интрузии, а другая — золотоносные магмы.

В какой-то мере это предположение подтверждается результатами исследований изотопов свинца из месторождений Восточного Забайкалья, которые также выявили неоднородность галенит-сфалеритовых месторождений Приаргунья (Есиков и др., 1965).

2. На образование галенит-сфалеритовых месторождений, несмотря на различную металлогеническую специализацию источников рудного вещества, сходное влияние оказывают, с одной стороны, факторы магматического контроля (переход от генетической связи с конкретными

интрузиями к парагенетической связи с субвулканическими и вулканическими фациями магматических пород), а с другой стороны — литологические факторы, выраженные наличием карбонатных составляющих в толщах пород, вмещающих месторождения. Оба эти фактора, встречающиеся раздельно или вместе, как бы сглаживают характерные особенности рудопроявлений, вызванные различием их источников.

Рассмотренные ряды характерны тем, что в составляющих месторождениях галенит и сфалерит входят в поздние стадийные минеральные ассоциации, и по мере увеличения их распространенности наблюдается уменьшение роли ранних ассоциаций. Таким образом, оба ряда являются вертикальными.

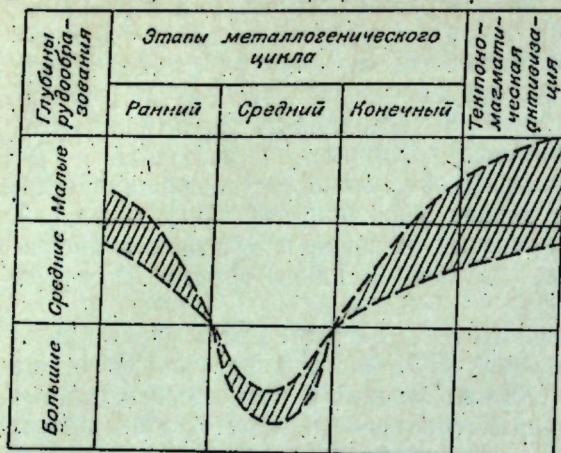
Если в пределах одного рудного поля располагаются рудные тела, каждое в отдельности обладающее особенностями нескольких членов одного вертикального ряда, то обычно говорят о совмещении рудных формаций. Горизонтальная рудная зональность в масштабах рудных полей — частный случай закономерного пространственного расположения совмещения рудных формаций.

Из сказанного следует, что широкое распространение совмещения галенит-сфалеритовой минерализации с оловорудными или золоторудными формациями, наблюдаемое не только в Восточном Забайкалье, но и во многих других регионах, с позиций формационного анализа месторождений также свидетельствует в пользу высказанного предложения о возможной неоднородности источников месторождений галенит-сфалеритовой формации.

Изучение рядов рудных формаций позволило подойти к пониманию причин, которые обусловливают образование групп месторождений с закономерными пространственными соотношениями и принадлежащих к разным этапам минерализации. Главными факторами оказались при этом фациальные особенности магматических пород, с которыми ассоциировано оруденение, и тип магматизма. Это позволило по-новому подойти к классификации рудных районов, выделив среди них, с одной стороны, районы с плутоническими, плутоно-вулканическими и вулканическими рудоносными магматическими фациями, а с другой — с сиалическими, сиалическо-фемическими и фемическими магмами (Константинов, 1973).

Попытки найти место некоторых рудных формаций в рамках этой классификации показали, что явления конвергенции месторождений, по-видимому, распространены гораздо больше, чем предполагается. В частности, эта классификация показала возможность особого типа конвергенции, когда близкие по минеральному составу месторождения связаны с различными по типу магмами сиалического или фемического профиля. Так, среди касситерит-сульфидных месторождений Забайкалья, Приморья и Северо-Востока можно назвать месторождения, связанные как с палингеннными гранитными, так и с базальтоидными магмами. Аналогичные явления известны для вольфрамовых, молибденовых и некоторых редкометальных месторождений.

Формационный анализ оловорудных месторождений вскрыл существование среди них конвергентных групп, ассоциированных с различными фациями магматических пород (Тананаева, Томсон, 1973). Оказалось, что среди месторождений касситерит-кварцевой, касситерит-сульфидной и касситерит-силикатно-сульфидной формаций можно выделить геологические типы, связанные, во-первых, с плутоническими интрузиями и, во-вторых, с субвулканическими телами. Углубленные исследования показали, что месторождения второго вулканического типа в рамках каждой из упомянутых формаций имеют более сложный состав, менее отчетливую дифференцированность, телескопированный характер руд. Им присущи мелкие размеры выделений минералов, наличие скрытокристаллических, хлопьевидных, сферолитовых и колломорфных вы-



Зависимость глубин образования месторождений золото-сульфидно-кварцевой группы формаций от периодов геологического развития рудоносного региона. Заштрихованная часть — границы глубин образования месторождений золото-сульфидно-кварцевой группы.

ных формаций, составляющих эту группу, происходило в порядке, отраженном на рисунке, на котором показано время образования золото-рудных месторождений в соответствии с найденными весами информативных геологических факторов рудообразования. Анализ этих весов приводит к выводу, что появление месторождений малых и средних глубин имело место или в ранние этапы металлогенических циклов, или в их конечные этапы и в периоды тектономагматической активизации.

Таким образом, результаты применения логико-информационных методов наводят, в частности, на мысль о неоднородности формации близповерхностных золото-серебряных месторождений. Возможно, что какая-то часть их связана, как это и предполагал в свое время Ю. А. Билибин (1961), с областями развития ранних эвгеосинклинальных прогибов. Как известно, Ю. А. Билибин считал, что для конца ранних этапов металлогенических циклов характерно появление комплекса близповерхностных месторождений («вторичных кварцитов» с медью и глиноzemом, золото-серебряных месторождений, месторождений сурымы, ртути, мышьяка). Если дальнейшие геологические и логико-информационные исследования подтвердят высказанное предположение, то необходимо будет пересмотреть и дополнить металлогенические факторы, которые используются сейчас при прогнозировании районов вероятного распространения месторождений близповерхностной золото-серебряной формации.

Полученные результаты подтверждают предположение Р. О. Радкевича (1969) о том, что методы кибернетики дадут дополнительные возможности для расшифровки явлений конвергенции и дивергенции в геологии и геохимии. Еще более интересные возможности расшифровки явлений конвергенции и дивергенции открылись после разработки математических способов изучения рядов рудных формаций (Константинов, Сиротинская, 1974).

Эти методы позволили подойти к пониманию факторов, обусловивших дивергенцию кассiterит-кварцевых и вольфрамит-кварцевых месторождений. Как известно, эти месторождения нередко встречаются на первый взгляд в совершенно одинаковых геологических условиях, иногда даже в пределах одного рудного поля, без видимых закономерностей в размещении разнотипной минерализации. Логико-информа-

делений. Они несколько обогащены фтором, и им сопутствуют близкие по возрасту месторождения сурымы, висмута, реже золота.

Рудно-формационный анализ в том понимании, которое в него вкладывают В. А. Кузнецов и многие другие исследователи, включая автора, открывает широкие возможности для применения логико-информационных методов и ЭВМ для обработки геологических данных о месторождениях.

Для месторождений золото-сульфидно-кварцевой группы автором совместно с Р. Х. Бахтеевым с помощью логико-информационных методов было установлено, что образование различных руд

ционный анализ вариационного ряда месторождений, постепенно изменяющихся от чисто оловянных, через оловянно-вольфрамовые, до чисто вольфрамовых, позволил С. В. Сиротинской (1975) выявить факторы, определяющие эти изменения. Оказалось, что основное влияние имеет здесь промежуток времени между внедрением интрузива и поступлением рудоносных растворов, которые меньше для оловянной и больше для главной части вольфрамовой минерализации.

Все изложенное позволяет считать, что рудно-формационный анализ, выполненный на основании обычного анализа геологических наблюдений или с применением математических логико-информационных методов, является мощным оружием, существенно пополняющим арсенал геологов в поисках скрытых закономерностей образования рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Билибин Ю. А. Пути и перспективы развития советской металлогенической науки (1950). Избранные труды. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири (вопросы формационного анализа рудных месторождений). Отв. редактор В. А. Кузнецов. М., «Наука», 1972.

Есиков А. Д., Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П. Изотопный состав рудного свинца из разнотипных месторождений Восточного Забайкалья. — «Геохимия», 1965, № 7.

Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1973.

Константинов Р. М., Сиротинская С. В. Логико-информационные исследования эндогенных рудных формаций и вариационные ряды рудных месторождений. — В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., «Наука», 1974.

Кузнецов В. А. Рудные формации. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 6.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогенезис Алтас-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966.

Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М., «Недра», 1969.

Радкевич Р. О. Проблема конвергенции и дивергенции природных объектов в геохимии в связи с применением кибернетики. — «Бюл. МОИП», 1969, т. XIV, вып. 5.

Сиротинская С. В. Метод вариационных рядов и его применение к исследованию некоторых геологических особенностей оловянно-вольфрамовых месторождений. — В кн.: Логико-информационные решения геологических задач. М., «Наука», 1975.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. — «Вестн. МГУ. Сер. Геология», 1960, № 2.

Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогенез Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Тананаева Т. А., Томсон И. Н. О выделении плутонического и вулканического типов оловянного оруденения. — «Геология рудных месторождений», 1973, № 3.

Трофимов Н. Н., Полякова О. П., Малиновский Е. П. Свинцово-цинковые месторождения Смирновского рудного поля. — «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1963, вып. 83.

В. И. КАЗАНСКИЙ, А. Д. ЩЕГЛОВ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АКТИВИЗИРОВАННЫХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

В последнее десятилетие, казалось бы, уже общепризнанные представления об эволюции земной коры, строении тектоносферы, законах размещения месторождений полезных ископаемых и т. д. претерпевают существенные изменения, пополняются новым фактическим материалом и на этой основе рождаются новые гипотезы и концепции. Одним из таких новых направлений является развитие идей о негеосинклинальных подвижных структурах земной коры или областях тектоно-

Металлогеническая характеристика мезойских активизированных областей Восточной Азии

Фундамент	Геологическое строение и рудопосадность	Платформы на архейско-нижнепротерозойском основании		Платформы на верхнепротерозойско-нижнепалеозойском основании	Палеозойские складчатые	Наложенные вулканические пояса
		Архейско-нижнепротерозойские ультраметаморфические породы	Платформы на верхнепротерозойско-нижнепалеозойском основании			
Осадочный чехол на платформах и геосинклинальном комплексе в складчатых обlastях	Среднепротерозойско-палеозойские карбонатно-терригенные отложения мощностью от 0,5 до 4 км на антиклиналах и до 15 км в перикратонных прогибах	Верхнепротерозойско-нижнепалеозойские песчано-сланцевые отложения	Синийско-триасовые карбонатно-терригенные отложения мощностью до 8–10 км в элипротерозойских мегаблоках, девонские – триасовые карбонатно-терригенные отложения мощностью 1–4 км в эпипалеозойских метаблоках	Протерозойские метаморфизованные осадочно-вулканические отложения	Нижне- и среднепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения	На древних массивах верхнепротерозойские – нижнемезозойские – терригенокарбонатные отложения, в разделенных между ними складчатых зонах – геосинклинальные терригенные отложения верхнего палеозоя – раннего мезозоя
Орогенный структурный этап	Угленосные юрские, подчиненные меловые вулканогенные отложения	Угленосные юрские, вулканогенные отложения – юрские, пестроцветные третичные отложения	Брахиформные, коробчатые, субдикие складки в сочетании с узкими зонами линейных антиклиналей и синклиналей, осложненные разломами	Вулканогенные триасовые – юрские, угленосные меловые отложения	Сволово-глыбовые поднятия, межгорные, эрозионно-тектонические впадины, вулканотектонические структуры	Меловые угленосные – палеогеново-вулканические отложения
Мезозойские структурные элементы	Пологие сводово-глыбовые поднятия, приразломные впадины, зоны дифторитов, а также гребневидные, корытообразные, сундучные складки в перикратонных прогибах	Изолированные группы щелочноземельных – щелочных близноперигранитовых интрузивов и экструзивов; цепи гранитоидных интрузивов и экструзивов в крупных зонах пограничных разломов	Цепи интрузивов и решетчатые гипабиссальные гранитоидные интрузивов, дайки и малые интрузии щелочных габброидов	Пояса гипабиссальных гранитоидных интрузивов, дайки и малые интрузии щелочных габброидов	Цепи гипабиссальных интрузивов и экструзивов среднего – кислого состава, входящих в состав вулканоплатонических комплексов	
Эндогенные месторождения предшествующих этапов геологического развития	Архейские – раннепротерозойские скарновые месторождения флюгопита и магнетита, мусковитовых пегматитов, редкометаллические пегматиты, редкоколчеданные силикатные и гидротермальные пьезокварцевые, месторождения, железо-титановые, месторождения в габбро-апортозитах; позднепротерозойские месторождения платиновых и редких металлов в связях с массивами ультраосновных – щелочных пород	Среднепалеозойские мусковитовые и редкометальные пегматиты в связи с гранитными интрузиями	Протерозойские мусковитовые пегматиты, раннепалеозойские колчеданные силикатные и гидротермальные месторождения, среднепалеозойскиемагматические и скарновые месторождения железа, олова, вольфрама, монбидена, золота и др., ассоциирующиеся с гранитоидными интрузиями			
Эндогенные месторождения, образовавшиеся в связи с тектально-магматической активизацией	Скарновые и гидротермальные месторождения синина, цинка, золота, вольфрама, олова, свинца, цинка, мышьяка, ассоциирующиеся с гранитоидными интрузиями, ртутные, сурьмяные золото-вольфрам-сурымьиные месторождения вне видимой связи смагматической деятельностью	Гидротермальные олова, золота, серебра, свинца, цинка, меди, флюорита, ассоциирующиеся со щелочными габброидами, золота, серебра, барита, сурьмы, ртути и др.				

магматической активизации и их металлогенеза. Возникновение этого нового научного направления связано с получением в последние годы «аномального» фактического материала по закономерностям размещения рудных месторождений, который не укладывается в стандартные рамки металлогенических схем, признающих непременную связь рудных месторождений только с развитием геосинклинальных зон и платформ. Всесторонний анализ этого «аномального» материала позволяет увидеть отчетливую связь эндогенного оруденения с комплексом сложных тектонических и магматических процессов, ведущих к структурной перестройке платформ и консолидированных складчатых сооружений в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры (Щеглов, 1968).

О самостоятельном тектоническом и металлогеническом значении областей автономной тектономагматической активизации свидетельствуют следующие признаки:

- возникновение в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры на жестком консолидированном субстрате разновозрастных складчатых областей, платформ и крупных срединных массивов с выведенными на поверхность структурами древнего фундамента;
- наличие самостоятельных тектонических элементов (вулканических впадин, приразломных угленосных депрессий, зон долгоживущих разломов и рифтов), для которых типичен наложенный характер; практически полная независимость их развития от структур субстрата и специфические фиксирующие эти структуры геологические формации;
- проявление одновременно на площади разновозрастных и разнотипных структур (платформ и складчатых областей, разновозрастных складчатых областей, срединных массивов и складчатых областей);
- формирование во многих регионах на значительном удалении от одновозрастных геосинклиналей (сотни, тысячи километров);
- общая эволюция магматических продуктов от кислых к основным; трещинный субвулканический характер интрузивных тел и их тесная связь с вулканитами; независимость проявления магматизма от геосинклиналей;
- особый разрез тектоносферы: резкое уменьшение сиалического слоя за счет увеличения базальтового при общей незначительной мощности земной коры и относительно малых глубинах залегания мантии;
- интенсивные гравитационные депрессии и отрицательные изостатические аномалии; высокие тепловые потоки; повышенная сейсмичность, характеризующаяся мелкофокусными землетрясениями;
- специфический комплекс эндогенных месторождений, характерных только для данных структур и наличие месторождений — индикаторов процессов тектономагматической активизации.

Совокупность указанных признаков позволяет выделять области автономной активизации в самостоятельную категорию региональных тектонических структур негеосинклинального ряда и не отождествлять их с поздними и конечными этапами развития складчатых зон.

Наиболее мощные процессы автономной активизации проявились в мезозойское время в Восточной и Центральной Азии и привели к образованию здесь многочисленных и разнообразных эндогенных месторождений цветных и редких металлов, золота, флюорита и др.

Выдающаяся роль этих процессов в формировании ртутного оруденения установлена В. А. Кузнецовым (1970, 1974), который обосновал существование особого Центрально-Азиатского ртутного пояса и показал, что он возник в процессе послеюрской активизации каледонских и герцинских структур и что локализация ртутного оруденения в этом пояссе определяется древними зонами Беньофа, испытавшими повторные тектонические движения.

Что же касается Восточной Азии, то здесь мезозойские тектонические движения захватили и мезозойские геосинклинальные области (Верхояно-Чукотскую, Сихотэ-Алинскую), и обширные пространства Сибирской и Китайской платформ, байкальских, каледонских и герцинских складчатых областей. Сопоставление этих областей показывает, что их металлогенические особенности в значительной степени определяются типом исходных тектонических элементов, вовлеченных в активизацию (Казанский, 1972). Соответственно в Восточной Азии можно выделить четыре группы металлогенических провинций, приуроченных к активизированным древним и эпипалеозойским платформам, палеозойским складчатым областям и, наконец, к вулканическим поясам, развивающимся на гетерогенном — платформенном и геосинклинально-складчатом основании (см. таблицу).

АКТИВИЗИРОВАННЫЕ ПЛАТФОРМЫ

В истории геологического развития активизированных платформ выделяются три этапа, которым соответствуют три структурных этажа: фундамент, сложенный метаморфическими и изверженными породами предшествующих геосинклинальных циклов, платформенный чехол, представленный терригенно-карбонатными отложениями эпиконтинентальных морей, и верхний структурный этаж, сформированный в обстановке глыбовых движений, континентального осадконакопления и вулканизма, резкого изменения общего плана тектонических структур.

Сравнение данных по Сибирской и Китайской платформам показывает, что характер тектонических движений этапа активизации в значительной степени определяется степенью консолидации нижнего структурного этажа (Казанский, 1972). Она же влияет и на строение платформенного чехла — его мощность, устойчивость фаций, дифференацию на конседиментационные прогибы и поднятия. Так, на Алданском щите, где фундамент сложен архейскими ультратемпературальными городами, окончательно консолидированными на границе нижнего и среднего протерозоя, платформенный этап продолжался свыше миллиарда лет и мезозойские тектонические движения проявились в виде пологих изгибов и ступенчатых перемещений кристаллического основания совместно с маломощным и выдержаным осадочным чехлом. В западной эпипротерозойской части Южно-Китайского массива платформенные отложения накапливались почти непрерывно от синяя до триаса, достигают мощности 8—10 км и залегают в виде моноклиналей, коробчатых и сундучных складок. Наконец, в восточной эпикаледонской части Южно-Китайского массива наблюдаются и наибольшая изменчивость платформенного чехла, и наиболее интенсивные его дислокации — вплоть до линейных и дугообразных складок с крутыми углами наклона слоев, осложненных многочисленными разломами.

Изучение древних и молодых платформ приводит к выводу, что тектонические движения заключительных этапов геосинклинального развития в ослабленном виде продолжаются и после установления платформенного режима — до 100—150 млн. лет (Гарецкий и др., 1965). Тем самым определяется и минимальная величина перерыва, необходимого для изменения тектонического плана платформенных структур. С этой оценкой хорошо согласуется время формирования эпикаледонского платформенного чехла в Юго-Восточном Китае. Действительно, он обнимает промежуток от нижнего девона до триаса. Показательно также, что платформенный режим здесь был гораздо менее устойчивым, чем в эпипротерозойской части Южно-Китайского массива и на Алданском щите, и что тенденция к общему поднятию, характерному для этапа активизации, начинала проявляться уже в конце палеозоя.

Как известно, складчатым областям свойственно поясовое размещение интрузивов и ассоциирующихся с ними эндогенных месторождений, подчиняющихся простиранию геосинклинальных зон. На активизированных платформах внедрение молодых интрузий ознаменовано резким изменением тектонического плана. Особенно ярко оно выражено на Алданском щите с его кучно-групповым распространением мезозойских интрузивов, локализованных несогласно по отношению к гранито-гнейсовым куполам и линейным складкам фундамента, поднятиям и прогибам платформенного этапа. В Южно-Китайском платформенном массиве главная масса мезозойских гранитоидов сосредоточена в его наиболее молодой эпикаледонской части. Они слагают гигантские «решетчатые» интрузивы на пересечениях северо-восточных, широтных и меридиональных разломов. Одни из этих разломов совпадают с простиранием прогибов и поднятий платформенного этапа, другие ориентированы в диагональном и поперечном направлениях. Соответственно на активизированных платформах постмагматическое оруденение приобретает не линейное, а площадное распространение и накладывается на самые разнородные структурные элементы предшествующих этапов развития.

Будучи связано во времени с заключительными стадиями образования третьего структурного этажа, эндогенное оруденение выходит далеко за пределы зон наземного вулканизма и при благоприятных условиях локализуется и в платформенном чехле, и в породах фундамента. Именно здесь возникают месторождения, не имеющие полных аналогов в складчатых областях. Платформенный чехол, с которым обычно связаны залежи угля, нефти, газа, фосфоритов, бокситов, титановые россыпи и т. д., в этих условиях становится местом отложения вольфрамовых, железных, оловянных, свинцовых, цинковых, золотых, сурьмяных, ртутных руд.

Для образования постмагматических месторождений наиболее благоприятная обстановка создается, по-видимому, в тех районах, где платформенный чехол имеет сравнительно небольшую мощность, не превышающую 4–5 км. Этим условиям отвечают Алданский щит и эпикаледонская часть Южно-Китайского массива. В районах с глубоко опущенным фундаментом и наиболее полными разрезами осадочного чехла, достигающим 8–10 км, мезозойский магматизм проявлен гораздо слабее, а месторождения представлены телетермальным типом.

Анализ геологической истории пограничных зон активизированных платформ позволяет подразделять эти зоны на две группы: длительно-«сквозного» и кратковременного развития (Казанский, Терентьев, 1968). Первые отличаются унаследованностью структурного плана с докембрийского времени, вторые связаны с отдельными стадиями формирования смежных геосинклинальных зон. Длительно существующим краевым швам соответствуют полициклические рудные пояса с разнообразным эндогенным оруденением (олово, вольфрам, медь, свинец, цинк, молибден, золото, сурьма и др.); перикратонные прогибы представляют особый интерес в связи с перспективами на телетермальное свинцово-цинковое оруденение.

Тектоно-магматическая активизация занимает определенное место в истории развития структур земной коры и отражает их эволюцию во времени. Эта эволюция характерна и для рудоносных тектонических структур активизированных областей. Особенно ярко она проявлена в тех районах, где пространственно совмещены древние и молодые месторождения, сформированные в принципиально разных условиях.

Так, в центральной части Алданского щита для архейских флогопитовых и магнетитовых месторождений, возникших в процессе становления кристаллического фундамента, типичны приуроченность к периферии гигантского купола ультраметаморфических пород, пространст-

венная связь с зонами изоклинальной складчатости и гранитных инъекций, локализация в горизонтах карбонатных пород, измененных высокотемпературными метасоматическими процессами, складчатые формы рудных залежей. Среднепротерозойские пьезокварцевые месторождения контролируются комбинациями складчатых и разрывных структур фундамента и горизонтами архейских кварцитов. Платформенному этапу свойственны особые типы рудоносных структур, определяемые не тектоническими движениями, а высокой энергией магматических очагов. Это кольцевые интрузии центрального типа и их типичный представитель в Центрально-Алданском районе — массив Инагли, в котором платиновое оруденение приурочено к позднепротерозойскому дунитовому ядру. Мезозойские гидротермальные месторождения золота парагенетически ассоциируются со щелочным вулканогенно-интрузивным комплексом, образованы в обстановке близповерхностных хрупких деформаций, размещаются и в кристаллическом фундаменте, и в платформенном чехле и резко меняют свою морфологию при переходе из одного структурного этажа в другой.

В кристаллическом фундаменте золотое оруденение приурочено к относительно приподнятым блокам и залегает в омоложенных раннепротерозойских разломах в виде крутопадающих жилообразных тел, сложенных низкотемпературными пирит-карбонат-ортоклазовыми метасоматитами. Для платформенного чехла характерны почти горизонтальные лентообразные залежи сплошных сульфидных руд, размещающиеся либо в основании осадочного покрова, либо в его верхней части на границе с угленосными песчано-сланцевыми отложениями верхнего этажа. С лentoобразными залежами сопряжены крутопадающие дизьюнктивы. Они уходят в кристаллическое основание и местами вмещают золоторудные жилы. Именно по этим крутопадающим дизьюнктивам в мезозойское время происходили малоамплитудные перемещения блоков фундамента совместно с перекрывающим его платформенным чехлом.

Следует, однако, подчеркнуть, что определяющее влияние структурных этажей на условия локализации мезозойского эндогенного оруденения наблюдается в тех районах, где эти этажи четко различаются между собою по составу и степени метаморфизма пород. Если же различия невелики, то эндогенное оруденение распространяется из одного этажа в другой практически без изменений. Примером служит хребет Нанлин (КНР), где терригенные геосинклинальные отложения луньшаньской свиты близки к песчаникам и сланцам девонского возраста, слагающим нижнюю часть платформенного чехла, и где кварц-вольфрамитовые жилы имеют одинаковый минеральный состав и морфологию как в одних, так и в других отложениях.

АКТИВИЗИРОВАННЫЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Тектоно-магматическая активизация палеозойских складчатых областей наиболее детально изучена А. Д. Щегловым (1966) на примере Западного Забайкалья. В этом регионе выделяются складчатые зоны байкальского, каледонского и герцинского возраста, обрамляющие с юго-востока Сибирскую платформу. Эти зоны прошли сложный и неодинаковый путь геологического развития и к началу мезозоя представляли собой полностью консолидированные складчатые сооружения с поясовым размещением эндогенных рудных месторождений, сформированных на разных стадиях геосинклинального процесса.

В мезозое на территории байкалид и каледонид возникли депрессионные структуры, как правило сопряженные с крупными разломами и выполненные терригенными и вулканогенными отложениями. В формировании наложенных структур отчетливо выделяются две стадии.

Первая стадия охватывает верхнюю пермь, триас и, возможно, юру и отличается преобладанием в разрезе основных и средних эфузивов при резко подчиненном значении кислых вулканитов. Общая их мощность достигает 6—7 км. В некоторых районах широко развиты щелочные эфузивы. Вулканогенные породы смыты в простые пологие складки. Складчатость сопровождалась внедрением трещинных интрузий кислых и щелочных пород, вытягивающихся вдоль крупных разломов.

Вторая стадия обнимает промежуток времени от средней юры по ранний мел включительно и ознаменована накоплением континентальных угленосных отложений в эрозионно-тектонических и межгорных впадинах, ограниченных с одной и реже с двух сторон конседиментационными разломами. Со второй стадией также связано формирование субвулканических щелочных-основных интрузий.

В соответствии с расположением крупных разломов и наложенных депрессий эндогенные месторождения, образованные в процессе тектоно-магматической активизации, группируются в протяженные рудные пояса, которые подчиняются общему простиранию складчатых структур основания и в то же время накладываются на складчатые зоны разного возраста.

В первую стадию тектоно-магматической активизации возникают молибденовые, молибдено-вольфрамовые, вольфрамовые месторождения, ассоциирующиеся с трещинными приповерхностными интрузиями гранитов и гранит-порфиров. Они представлены несколькими генетическими типами — грейзеновым, скарновым и гидротермальным — и сформированы в несколько стадий минерализации при широком развитии низко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций и зональном размещении оруденения относительно материнских гранитных интрузивов.

Во вторую стадию активизации в Западном Забайкалье формируются эпимеральные месторождения флюорита, а также золота, барита, сурьмы, ртути и др. Флюоритовые месторождения относятся к жильному кварц-флюоритовому типу, парагенетически связаны со сложным комплексом согласных и секущих интрузивных тел щелочных габброидов и повсеместно приурочены к крупным региональным разломам, окаймляющим угленосные депрессии. Месторождения чаще всего локализуются в бортовых частях депрессий как в самих крупных разломах, так и в оперяющих их разрывах.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Вулканические пояса как особые структурные элементы Восточной Азии впервые были выделены Е. К. Устиневым (1959). На примере Охотско-Чукотского пояса он показал, что для них типичны наложенный характер развития, двухъярусное, а в районах выходов докембрия трехъярусное строение, исключительно вулканогенный состав третьего яруса, важная роль глубинных разломов и развитие особых вулкано-плутонических формаций.

Строго говоря, Охотско-Чукотский вулканический пояс не обладает всеми признаками, которые считаются характерными для активизированных платформ и складчатых областей. Прежде всего — длительным перерывом между завершением предшествующей складчатости и началом процессов активизации. В Чукотском его интервале нижнемеловые вулканогенные отложения с очень небольшим разрывом во времени налегают на геосинклинальный комплекс Верхояно-Чукотской складчатой области. И тем не менее, если рассматривать Охотско-Чукотский пояс как единый структурный элемент I порядка, то в южном

его отрезке перестройка тектонического плана выступает так же резко и контрастно, как и в Фуцзянско-Чжецзинском вулканическом поясе, наложенном на заведомо платформенные сооружения Южного Китая. Действительно, в Охотском массиве, Южно-Верхоянском синклиниории, Юдомо-Майском прогибе и краевой части Алданского щита мезозойские вулканогенные отложения размещаются по своему особому плану, пересекая самые разнородные тектонические элементы основания. Охотско-Чукотский пояс удаляется здесь на огромное расстояние от кайнозойской области Корякского нагорья, с которой некоторые исследователи связывают его формирование, что служит дополнительным доказательством его независимого развития (Казанский, 1972).

В пределах пояса структуры основания оказывают самое непосредственное влияние на распределение мезозойских вулканитов. В период активизации происходят энергичные тектонические перемещения фундамента, в том числе по более древним ослабленным зонам. Особенно велико значение поперечных разломов в основании вулканического комплекса, контролирующих пространственное размещение линейных вулкано-тектонических структур, гипабиссальных и субвулканических интрузивов среднего — кислого состава, которые сопровождаются сульфидно-кассiterитовыми месторождениями, а также определяют положение минерализованных зон дробления, вмещающих эпимеральное золото-серебряное и ртутное оруденение. Именно близповерхностные гидротермальные месторождения золота, серебра, ртути, олова, а также меди, молибдена, свинца, цинка характеризуют металлогенический облик вулканических поясов. Чаще всего эти месторождения располагаются в верхнем структурном этаже, но иногда распространяются и в подстилающие комплексы породы.

Все это, вместе взятое, позволяет отнести вулканические пояса с обильным оруденением, развитым в их пределах, к особым структурам, возникающим в связи с процессами тектоно-магматической активизации; при этом вулканические пояса, формирующиеся на различных структурах, в настоящее время, очевидно, более правильно связывать с явлениями автономной активизации.

* * *

Металлогения областей тектоно-магматической активизации — новое перспективное направление в науке о закономерностях размещения полезных ископаемых. Его важное теоретическое и практическое значение определяется прежде всего тем, что в орбиту познания включена ныне рудоносность подвижных континентальных структур негеосинклинального ряда, ранее почти не привлекавших внимания геологов.

Изучение металлогении активизированных областей, особенностей их геологического и тектонического развития открывает новые перспективы для постановки и организации поисковых работ, способствует повышению эффективности геологических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Типы структур молодых платформ Евразии. — «Геотектоника», 1965, № 1.
Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., «Недра», 1972.
Казанский В. И., Терентьев В. М. Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 1.
Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР. — «Геология ртутных месторождений», 1970, № 1.

- Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский ртутный пояс.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 5.
- Устиев Е. К. Охотский тектономагматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— «Сов. геология», 1959, № 2.
- Щеглов А. Д. Эндогенная металлогенезия Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966.
- Щеглов А. Д. Металлогенез областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968.

В. В. ЗОЛОТУХИН

К ПОЗНАНИЮ ГЕНЕЗИСА ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В настоящее время на традиционные исследования по закономерностям размещения эндогенных рудных месторождений (металлогенезу) активное влияние оказывает учение об эндогенных рудных формациях, одним из создателей которого является академик В. А. Кузнецов (1966). Хотелось бы заметить, однако, что выделением, описанием и систематикой рудных формаций как закономерно повторяющихся рудно-минералогических ассоциаций еще не исчерпываются возможности этого учения. На повестке дня стоит решение проблемы генезиса формаций и рядов рудных формаций, а также взаимоотношений магматических и рудных формаций, что представляется делом еще более сложным, чем познание генезиса того или иного конкретного месторождения (С. С. Смирнов, 1946; В. И. Смирнов и др., 1968). В этой связи имеет смысл еще раз остановиться на узловых вопросах, взглянув на проблему глазами петролога, на примере базальтовых магм, наиболее близких автору.

Геохимический профиль (или специализация), в конечном счете, определяется глубинностью выплавляемых магм из мантийного субстрата. Щелочные, субщелочные или толеитовые выплавки в зависимости от глубинности и степени плавления субстрата (Грин, 1973; Грин, Рингвуд, 1972; Рингвуд, 1972) составляют серию исходных магм, в дальнейшем дифференцирующихся и дающих все разнообразие частных расплавов. Устойчивые пространственные связи ряда типоморфных рудных формаций с определенными магматическими формациями (например, хромитовая с гипербазитами и т. д.) указывают на генетический характер этих связей. В то же время следует подчеркнуть в происхождении многочисленных магматических формаций (Ю. А. Кузнецов, 1964) роль дифференциации исходной магмы любого состава (ультраосновной, основной и даже кислой), приводящей к геохимической специализации как серии дочерних расплавов, так и связанных с ними сквозьмагматических и постмагматических растворов. Дифференцированные интрузии траппов, например, представляют уже, по существу, магматические формации или даже их ряды; что особенно четко проявляется при самостоятельном внедрении дифференциаторов из промежуточных очагов (потенциальных камер интрузий). Интересно отметить при этом, что дифференциация даже крайне ультраосновной гетерогенной магмы уже способна, по-видимому, приводить к появлению более раннего дифференциата (диунит=оливин+хромит) и более позднего дифференциата (оливинит=оливин+титаномагнетит). Однако наиболее четкая дифференциация проявляется при глубинной или камерной дифференциации основных магм по известково-щелочному пути, дающих на платформе широкий диапазон пород от кварцевых «диоритов» до пикритовых габбро-долеритов, сопровождаемых соответственно орудием от железорудного до сульфидного медно-никелевого.

Интересно отметить, что в пределах рудных месторождений, связанных с магматическими как кислыми, так и основными и ультраосновными породами, особую роль обычно играют пегматиты и пегматоиды. Недаром в одной из статей А. Н. Заварицкий (1947) характеризует пегматиты как «образования промежуточные между изверженными горными породами и рудными жилами». В связи с этим напомним, что и поныне одни вслед за А. Е. Ферсманом (1932) считают пегматиты остаточными расплавами, другие вслед за А. Н. Заварицким (1947) относят их к продуктам метасоматической переработки, третьи вслед за Д. С. Коржинским (1937) и В. С. Соболевым (1949) считают пегматиты магматическими продуктами, на которые впоследствии накладывается интенсивный метасоматоз. Модификацией последней точки зрения являются наши представления (Золотухин, 1964) о вторичном переплавлении раскаленных магматических пород под действием струй летучих компонентов из глубинных частей интрузива с дальнейшей рекристаллизацией обогащенного летучими вторичного расплава и отделением от него флюидов, в том числе рудоносных. Роль пегматитов (пегматоидов) в интрузивах независимо от основности пород в таком случае — как генератора растворов, их концентратора и, наконец, теплового флюидопроводника (Поспелов, 1963), фиксирующего на ранней постмагматической стадии наиболее проницаемые для растворов зоны.

Состояние и состав этих растворов определяется комплексом физико-химических параметров, из которых главнейшие — давление, температура, pH и Eh растворов и химический состав вмещающей среды. Давление газово-жидких флюидов пегматитов, по-видимому, иногда может превышать литостатическое давление перекрывающих пород, что способствовало быстрой миграции растворов к поверхности, иногда с явлениями глубинных эксплозий («возникновение эксплозивных брекчий» (Иванкин, 1965) при быстром сбросе давления). Следует учесть роль и тектонического давления, разрежающегося, с одной стороны, в виде дизъюнктивных нарушений, формирующих пути движения растворов — зоны проницаемости во вмещающих породах, и, с другой стороны, в виде пликативных структур, образующих экраны для растворов и структурные ловушки. Помимо этого, следует учесть, что растворы, попадая в зоны пониженных давлений, каковые представляют собой дизъюнктивы, резко изменяют внутреннее давление, объем (а следовательно, и плотность растворов) с выделением в осадок избытка растворенных компонентов за счет уменьшения их растворимости.

Фактор температуры является одним из главных, совместно с давлением определяя состояние растворов (газообразное, жидкое и жидкокристаллическое) и растворимость в них различных компонентов. Газообразные растворы под давлением сохраняют плотности, подобные жидкостям и, по-видимому, близки к ним по растворяющей способности (Смит, 1968). В то же время специфика наиболее высокотемпературных водных растворов — малое развитие под их действием либо даже полное отсутствие водосодержащих минералов, и минеральные парагенезисы обычно мало чем отличаются от магматических. Так, для наиболее высокотемпературных растворов, связанных с основной магмой, характерен парагенезис клинопироксена и плагиоклаза среднего состава (Золотухин, 1964). Для низкотемпературных растворов, напротив, характерно появление минералов, богатых водой (хлорит, серпентин и т. д.), хотя это совсем не означает, что в высокотемпературных растворах было мало воды.

Кислотность — щелочность (pH) как фактор равновесия в постмагматических растворах играет существенную роль в процессах эндогенного рудообразования и минералообразования вообще (Коржинский, 1953, 1956, 1957, 1962), изменения константы равновесия химических реакций (а также константы растворимости) и приводя к растворению одних минералов и выделению других. Для окислительно-восстанови-

тельных реакций, идущих в процессе минералообразования и рудообразования, в частности, важнейшим фактором равновесия является также окислительно-восстановительный потенциал (Eh). Химический состав вмещающих пород также является существенным фактором равновесия для постмагматических растворов, не только оказывая нейтрализующее воздействие на кислые рудоносные растворы, но и вызывая кислотно-основное взаимодействие (Коржинский, 1956), приводящее к осаждению рудных минералов. Упомянутые факторы равновесия в комплексе создают те условия, которые приводят к формированию локальных рудных скоплений вплоть до месторождений.

Поскольку основным источником элементов для эндогенных руд является мagma и породы, возникающие при ее кристаллизации, одна из главных проблем теории рудообразования — выяснение способа переноса рудных компонентов от источника к месту их отложения. Сейчас большинство специалистов сходятся во мнении, что перенос их должен осуществляться в виде разнотипных комплексных соединений, главными из которых считаются хлоридные (галогенидные), гидросульфидные и карбонатные комплексы (Рафальский, 1973). Для каждого из этих видов комплексов тяжелых металлов существует определенная область условий pH и C_{H_2S} , где они существуют в достаточных для переноса концентрациях. Так, для хлоридных благоприятны кислая (или слабокислая) среда и малые концентрации сероводорода, для гидросульфидных — нейтральная и щелочная среда и высокие концентрации сероводорода, для карбонатных — щелочная (до нейтральной) среда, низкая концентрация сероводорода и высокая фугитивность CO_2 . Роль последних комплексов в рудообразовании ограничена. Из других галогенидных комплексов существенную роль в ряде случаев, по-видимому, могут играть фторидные комплексы (Золотухин, 1974₂). Интенсификация разложения комплексных соединений того или иного металла обычно наблюдается с падением температуры, причем для разных элементов она различна. Барисом (Barnes, 1962) с использованием методики К. Б. Яцимирского (1951) показано, что в пределах любого из известных типов комплексных соединений устойчивость соединений при одинаковой температуре падает в направлении следующего ряда металлов: Hg, Cd, Pb, Cu, Zn, Sn, Ni, Fe, Co, Mp. Эта последовательность, в общем, отвечает последовательности зон в гидротермальных рудных месторождениях (Смит, 1968). Отсюда следует, что разложение комплексных соединений с падением температуры может быть основной причиной последовательного выделения рудных элементов и их ассоциаций. Таким путем объясняются зональность в рудах одного месторождения, зональность распределения самих месторождений вокруг интрузива и зональное расположение целых рудных поясов в пределах отдельных металлогенических провинций вдоль серии глубинных разломов, являющихся зонами проницаемости для постмагматических растворов в земной коре. Интересно отметить, что последовательность смены зон сульфидов, например, отвечает направлению падения их растворимости, что указывает на реакции обмена (привнос поздними растворами лишь новых металлов при заимствовании ими уже имеющейся серы). Это, в свою очередь, означает, что идет последовательное замещение более ранних метасоматических образований более поздними (Золотухин, 1974₁).

Если учсть, что на растворимость сульфидов влияет не только температура, но и изменение pH растворов (Мелентьев и др., 1968), то это вполне согласуется с тем, что и разложение соответствующих комплексов контролируется не только температурой, но и pH раствора (см. Рафальский, 1973). Для основных и ультраосновных пород, согласно Д. С. Коржинскому (1953, 1956, 1957), кислотная стадия эволюции постмагматических растворов выражается в появлении оруде-

нения (в частности, сульфидного медно-никелевого). Поскольку оруденение в этих породах, тем не менее, наблюдается редко, можно думать, что оно представляет собой результат лишь достаточно редкого крайнего отклонения кислотности растворов (Золотухин, 1976). Этим по-видимому, объясняются многочисленные случаи проявления метасоматически измененных пород без каких-либо заметных количеств рудных минералов. В то же время околоврудные изменения, как частный случай обычных метасоматических пород, — явление более редкое, как и проявление самих руд. Следует отметить, что непосредственным поисковым признаком на сульфидные медно-никелевые руды могут быть околоврудные изменения с участием специфических высокожелезистых нерудных минералов (Золотухин, 1976), существенно одновременных с рудными минералами, выделяющимися из одних и тех же рудоносных растворов. Подобные околоврудные изменения в рудном процессе, по-видимому, играют роль «промежуточного» продукта между исходной породой и рудой.

Поскольку вместе с падением температуры постмагматических растворов одновременно осуществляется их кислотно-щелочная эволюция (Коржинский, 1957), необходимо кратко рассмотреть роль этих факторов во взаимодействии. Фактор снижающейся температуры сам по себе создает общий благоприятный фон для последовательного распада комплексов рудных элементов. Эволюция кислотно-щелочных условий, по-видимому, способна на этом фоне временно затормозить либо усилить его действие. При этом большую роль уже играет характер вмещающих пород, способных либо нейтрализовать, либо усилить действие меняющегося фактора pH . В этом, главным образом, и заключается роль вмещающих пород при осаждении рудных компонентов раствора и может рассматриваться также как кислотно-основное взаимодействие (Коржинский, 1956). Как показано Д. С. Коржинским (1953), эволюция кислотности — щелочности постмагматических растворов с падением их температуры имеет самопроизвольный характер, причем фиксируются три стадии в этой эволюции: ранняя щелочная, стадия кислотного выщелачивания и поздняя щелочная. Можно сказать, что такой характер эволюции ныне установлен для постмагматических растворов, связанных со всеми главными типами магм (от кислых до ультраосновных). Интересно, что рудные минералы, выделяющиеся из растворов на стадии кислотного выщелачивания как по составу, так и по температурности различны для каждого типа этих магм. Так, в ультраосновных и основных породах Д. С. Коржинский (1953, 1957) к таковым относит титаномагнетитовое и сульфидное медно-никелевое оруденение. Логично отнести сюда же еще и хромитовое оруденение. Для более кислых и менее магнезиальных — основных пород (например, Сибирской платформы) наблюдаются уже проявления магнетитового, колчеданного и даже свинцово-цинкового оруденения (в виде соответствующих рудных формаций; см. Старицкий и др., 1970; Варанд, 1974). Выявляется, что с интрузивными траппами Сибирской платформы связаны как отдельные месторождения и сложные рудные формации, так и целые ряды рудных формаций. Особенно четко непрерывность формаций от специфических высокотемпературных через среднетемпературные до низкотемпературных можно видеть в месторождениях, связанных с дифференцированными трапповыми интрузиями норильского типа и представляющих собой пространственно совмещенный ряд формаций. Не все рудные формации здесь проявлены в одинаковой степени.

Наиболее ранняя — хромитовая, связанная с ультраосновными дифференциатами интрузий, проявляется обычно в символических количествах. В заметно больших количествах, как в нижних, так и особенно в верхних дифференциатах интрузий, отмечается вкрапленность титано-

магнетитового оруденения, сменяющегося магнетитовым. В значительно больших масштабах здесь проявляется сульфидное медно-никелевое оруденение, сменяющееся платиновой, золото-серебряной и свинцово-цинковой минерализацией. Следует сказать, что в аналогичном по типу месторождении Бушвельд помимо подчиненного сульфидного оруденения известны месторождения хромита, титаномагнетита и платины, а также проявления свинцово-цинковой минерализации с флюоритом в нижнем экзоконтакте интрузива. Месторождения свинцово-цинковых руд локализуются в экзоконтакте и аналогичного по типу — интрузива Садбери, имеющего сульфидное медно-никелевое оруденение (внизу) и титаномагнетитовое (вверху). В Великой дайке помимо хромитового оруденения известно также сульфидное медно-никелевое и т. д. Если учесть, что представители рудных формаций здесь сменяют друг друга в последовательности разложения комплексных соединений металлов (мы полагаем, что это в основном фториды металлов; Золотухин, 1974₂), то наиболее высокотемпературной является хромитовая, менее высокотемпературной — титаномагнетитовая до магнетитовой, еще менее высокотемпературной — сульфидная медно-никелевая, колчеданная и свинцово-цинковая рудные формации, к которым примыкает платиновая и золото-серебряная минерализация. Экспериментальные данные подтверждают такое заключение (Золотухин, 1974₂). Масштаб проявления всех перечисленных рудных формаций неодинаков и определяется, очевидно, характером (составом) магмы и температурностью связанных с нею растворов. Таким образом, определяющую роль в возникновении рудных формаций и непрерывности их рядов играет эволюция физико-химических параметров постмагматических растворов (температура, pH), в свою очередь тесно связанных с эволюцией магматического расплава (его глубинной или камерной дифференциацией, составом, температурой и т. д.). Остальное определяют условия геолого-тектонической обстановки. В случае разобщенности путей проницаемости различных порций эволюционирующих растворов это могут быть относительно однородные рудные формации, слагающие рудные пояса с зональным строением. Если пути проницаемости растворов наследуются во времени, то здесь возникают сложные рудные формации — ряды формаций, где налицо совмещение этих неодновременных формаций.

На основании всего сказанного выше мы приходим к пониманию эндогенного рудного процесса как сочетания благоприятных физико-химических и геологических условий, а не результата воздействия в месте возникновения месторождения специфических рудных растворов. Региональная специфика растворов может проявляться прежде всего в характере преобладающего минерализатора (хлор, фтор, бор) или повышенного содержания того или иного металла (Sn, Au и т. д.) для ряда рудных районов (Комаров, 1963; и др.). Что же касается самих специфических рудоносных растворов, то таковых, по-видимому, не существует, ибо любой раствор, как и любая магма, потенциально рудоносен. Остальное определяет лишь комплекс необходимых условий. Нет никаких оснований подразделять основную магму на богатую и бедную серой и говорить в связи с этим, что первая рудоносна, а вторая нет. Кларковых количеств серы при ее накоплении в растворах в постмагматический этап вполне достаточно для образования месторождений в любом случае, если есть условия для связывания серы в труднорастворимые сульфиды. Главное из этих условий, по нашему мнению, — появление в интрузиях основных пегматоидов. Если их нет, сера в основном рассеивается и ее концентрированного связывания в высокотемпературные сульфиды не происходит. Познание генезиса эндогенных рудных формаций, как и закономерностей их размещения в пространстве, базируется прежде всего на всестороннем изучении

рудного вещества и физико-химических закономерностей, приводящих к его последовательному выделению из растворов и накоплению. Нет сомнения, что успех ожидает исследователей именно на этом пути.

ЛИТЕРАТУРА

- Варапид Э. Л. Геология, трапповый магматизм и металлогения южной части Нижнеэпсейской металлогенической зоны. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974.
- Грин Д. Х. Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Земная кора и верхняяmantия. М., «Мир», 1972.
- Заваринский А. Н. О пегматитах как образованиях, промежуточных между изверженными горными породами и рудными жилами.— «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1947, ч. 76, вып. I.
- Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. М., «Наука», 1964.
- Золотухин В. В. Вероятный механизм замещения силликатных пород сплошными сульфидами.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 7.
- Золотухин В. В. Фторидные комплексные соединения как вероятные переносчики металлов и некоторые проблемы возникновения рудных формаций.— «Геол. и геофиз.», 1974₂, № 12.
- Золотухин В. В. Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в порильских рудах как околоврудных изменениях, имеющих важное поисковое значение.— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Иванкин П. Ф. О закрытых эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии, и их роли при формировании рудных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 10.
- Комаров П. В. О геохимической специализации рудообразующих магматогенных растворов в отношении минерализаторов (хлора, фтора и бора).— «Геология рудных месторождений», 1963, № 6.
- Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири.— В кн.: Слюды СССР. М., изд. ЦНИГРИ, 1937.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коржинский Д. С. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при постмагматических процессах.— «Геохимия», 1956, № 7.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности постмагматических процессов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 12.
- Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. 3-е чтение В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа.— В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Мелентьев Б. Н., Иваненко В. В., Памфилов Л. А. Растворимость некоторых рудообразующих сульфидов в гидротермальных условиях. М., «Наука», 1968.
- Поспелов Г. Л. Железорудные месторождения Алтая-Саянской горной области и некоторые вопросы теории рудообразования. Автореф. докт. доклада. Новосибирск, 1963.
- Рафаэльский Р. П. Гидротермальные равновесия и процессы минералообразования. М., Атомиздат, 1973.
- Рингвуд А. Э. Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Смирнов С. С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1946, № 5.
- Смирнов В. И., Годлевский И. Н., Никитин В. Д. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Смит Ф. Г. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.
- Соболев В. С. Введение в минералогию силликатов. Изд. Львовского ун-та, 1949.
- Старинский Ю. Г. и др. Минерагения Сибирской платформы. М., «Недра», 1970.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I. 3-е изд. М., Изд-во АН СССР, 1932.
- Яцимирский К. Б. К вопросу об изменении свободной энергии и энтропии при реакциях комплексообразования.— ЖФХ, 1951, т. 25, вып. 2.
- Barnes H. L. Mechanisms of mineral zoning.— "Econ. Geol.", 1962, v. 57, № 1.

К ПОИСКУ МОЛИБДЕНОВЫХ И МОЛИБДЕН-МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА ВОСТОКЕ СССР*

Перед советскими геологами стоит задача — увеличить и качественно улучшить минерально-сырьевую базу важнейших отраслей горнодобывающей промышленности. Одним из перспективных регионов страны для увеличения ресурсов молибдена с часто сопутствующими ему медью, золотом и некоторыми другими компонентами является область Тихоокеанского рудного пояса, в которой, как известно, наряду с крупными месторождениями золота, серебра, олова, вольфрама, сурьмы, свинца, цинка, ртути сосредоточены гигантские месторождения молибдена и меди. В ней находятся такие уникальные месторождения молибдена, как Кляймекс и Хендerson (США), заключающие более чем по 800 тыс. т металла (Быховер, 1971), крупные и очень крупные медные и молибден-медные месторождения районов Хайланд Валли и Карибу и месторождение Эндако (Канада) (Sillitoe, 1972; Wigle, 1972), месторождения Чуккамата, Тельтиенте, Сальвадор (Чили), Куахоне, Токепала, Кальявеко (Перу) (Бертельс-Успенская и др., 1972; Колотухина и др., 1968; Косов, Остроменцкий, 1968), Бугенвиль (Новая Гвинея) с запасами меди по 2—5 млн. т, а в единичных случаях (Чуккамата) до 22 млн. т, при количестве молибдена во многие десятки тысяч тонн. Крупные медные и молибден-медные месторождения есть в Мексике, Эквадоре, Филиппинах, на Тайване (Тап, 1971), характерны они и для Средиземноморского металлогенического пояса (Павлова, 1971).

По различным тектоническим условиям проявления, взаимосвязи с определенными магматическими ассоциациями пород, минералого-геохимическим и другим свойствам все рудопроявления и месторождения молибдена разделяются на шесть формаций: молибденит-аплитовую, молибденит-пегматитовую, молибденит-скарновую, молибденит-грейзено-кварцевую, молибденит-железисто-силикатную и молибденит-халькопирит-порфировую. Под эндогенной рудной формацией, следуя В. А. Кузнецовой (1973), мы понимаем семейство минеральных месторождений и (или) рудопроявлений, образовавшихся в сходной и одинаковой тектоно-магматической обстановке, генетически и структурно-геологически (парагенетически) ассоциированных со сходными или тождественными комплексами магматических пород (или их отдельными представителями), обладающих близкими чертами минералого-геохимического состава, парагенезиса минералов и промышленных свойств. Наибольшее промышленное значение имеет последняя форма, представленная крупными штокверками. Она заключает около 50% разведанных мировых запасов меди и около 30% молибдена (Покалов, 1972).

Медь и молибден — эти, казалось бы, различные по геохимической природе металлы на некоторых «отрезках» магматической и гидротермальной эволюции встречаются совместно. Молибден, в еще большей степени, чем олово (Щербина, 1947), обладает двойственной геохимической природой. Хотя на основании строения атома Гольдшмидт отнес молибден к сидерофильным элементам, в гидротермальном процессе он ассоциирует в одних случаях с лиофильными элементами (пегматиты, грейзены, кварцевые жилы), в других — с халькофильными (медно-порфировые месторождения). Халькофильные свойства подчеркиваются преобладанием сульфидного соединения — молибденита.

* В. Т. Матвеенко написан раздел по Северо-Востоку, Е. А. Радкевич — по югу Дальнего Востока, прочие разделы написаны совместно.

В медных и молибден-медных месторождениях порфировой формации молибден присутствует в ничтожных количествах — обычно это сотые, иногда и тысячные доли процента; его содержание на два порядка ниже, чем меди. Он может рассматриваться в качестве элемента-примеси, и лишь огромные запасы руд при хорошо разработанной технологии получения молибденитового концентрата обусловливают важное промышленное значение месторождений не только в отношении меди, но также и молибдена.

В собственно молибденовых месторождениях — в уникальных по запасам штокверках типа Кляймекс, генетически родственных месторождениям медно-порфировых руд, но связанных с более кислыми гранитоидами, и особенно в кварцевых жилах и грейзенах молибден образует высокие концентрации. Крайним членом ряда кварцевых формаций, содержащих молибден, являются кассiterит-кварцевые, вольфрамит- и шеелит-кварцевые жилы. Молибденит встречается в них в повышенных концентрациях. Там, где кварцевые жилы обогащены сульфидами, он в них ассоциирует с арсенопиритом, халькопиритом, висмутовыми минералами (Сохондо). Это также подчеркивает халькофильную природу молибдена. Большое промышленное значение имеют скарновые молибден-вольфрамовые месторождения, локализующиеся в карбонатных породах (Тырныауз).

Главная задача авторов — постановка вопроса о необходимости поисков крупных месторождений медно-порфировых и молибден-порфировых (а также скарновых) месторождений в восточных районах СССР. В качестве «фона» рассматриваются проявления и других формаций, особенно молибденит-грейзено-кварцевой, широко проявленной во многих рудных провинциях этой области.

Далее последовательно будут рассмотрены меде- и молибденоносные провинции Северо-Востока СССР: Забайкалья, Приамурья, юга Дальнего Востока, Камчатско-Курильской зоны и сделаны выводы об особенностях распределения разных формаций в связи с особенностями строения и развития земной коры на основе использования данных как по отечественным, так и зарубежным месторождениям.

СЕВЕРО-ВОСТОК СССР

Металлогеническая провинция Северо-Востока СССР, охватывающая мезозойскую Верхояно-Чукотскую геосинклинально-складчатую область, примечательна развитием золотого, оловянного, вольфрамового, свинцово-цинкового, сурьмяного, ртутного оруденения. Широко распространены проявления молибденовой и часто медной минерализации, причем молибден здесь можно считать типовым геохимическим элементом, а провинцию в целом молибденоносной; что же касается медных проявлений, то они еще недостаточно изучены, хотя, несомненно, представляют большой интерес. К настоящему времени на Северо-Востоке СССР главным образом попутно — при поисках месторождений золота, олова, вольфрама — обнаружено довольно много молибденовых и молибден-медных месторождений и рудопроявлений (Литвин, Матвеенко, 1958).

Молибденовая минерализация развита в Яно-Колымской и Чукотской системах Верхояно-Чукотской складчатой области, менее — в срединных массивах — в Колымском, Омолонском, Охотском, Тайгоносском, Восточночукотском (см. рисунок), где они возникли в процессе их тектоно-магматической активизации.

Молибденовое и молибден-мединое оруденение широко проявлено и в орогенном (послеобщениверсационном) Охотско-Чукотском интрузивно-эффузивном поясе, причинно связанным с поздними завершающими

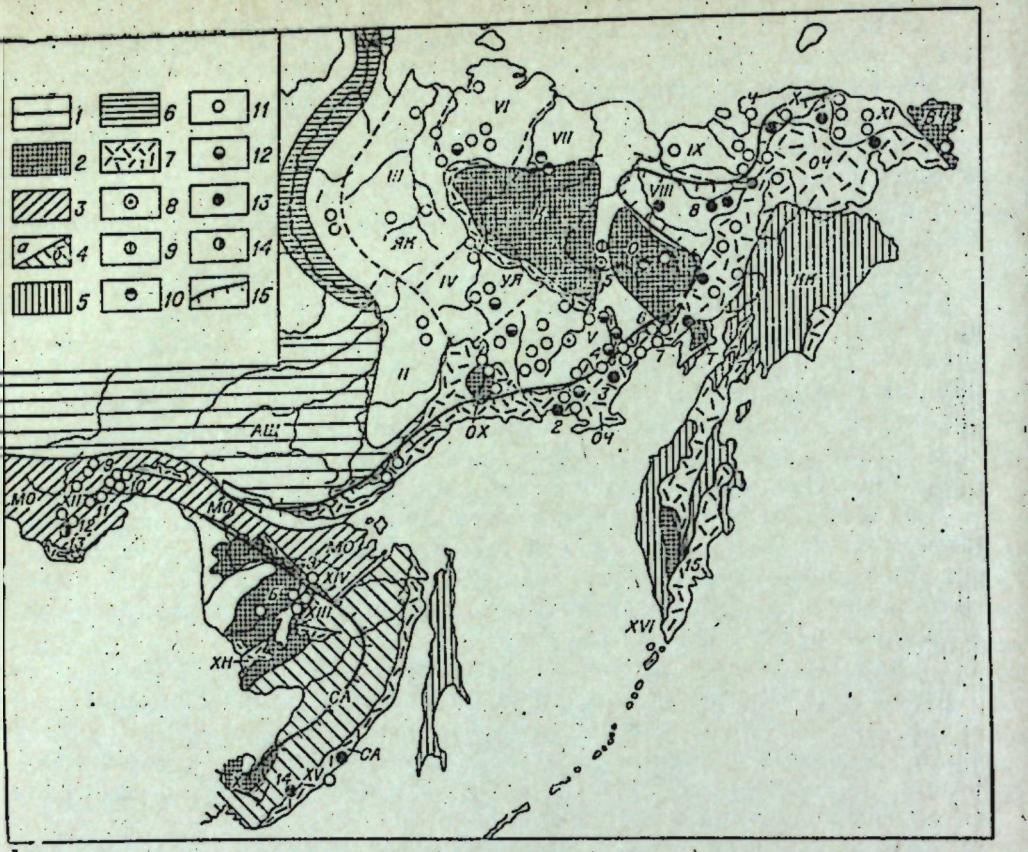


Схема распределения рудопроявлений и месторождений ряда молибден-медных формаций
1 — Алданский щит (АЩ); 2 — срединные и остаточные массивы (ОХ — Охотский, К — Колымский, О — Омолонский, ВЧ — Восточночукотский, Т — Тайгунеский; Б — Буренинский, Х — Ханкайский); геосинклинально-складчатые системы: 3 — палеозойская Монголо-Охотская (МО); 4 — мезозойские: а — Яло-Колымская (ЯК) и Чукотская (Ч), б — Сихотэ-Алианская (СА); 5 — третичная Корякско-Камчатско-Курильская (КК) и о. Сахалин; 6 — Приверхоянский краевый прогиб; 7 — вулканические пояса (ОЧ — Охотско-Чукотский, УЯ — Уяндинско-Ясачинский, СА — Сихотэ-Алинский, Э — Эзопский, ХН — Хинган-Баджальский). Месторождения различных формаций: 8 — молибденит-аплитовая; 9 — молибденит-пегматитовая; 10 — молибденит-скарновая; 11 — молибденит-кварцевая; 12 — молибденит-железисто-силикатная; 13 — молибденит-порфировая и молибденит-халькопирит-порфировая; 14 — молибденит-сфалерит-галенитовая; 15 — граница преобладающего распространения медьсодержащих порфировых формаций.

I—XVI — главные металлогенические районы: I — Западно-Верхоянский; II — Аллах-Юнский; III — Янский; IV — Верхненедигирский; V — Верхнеколымский; VI — Погоусный; VII — Улахан-Сисский; VIII — Большешельюбинский; IX — Малошельюбинский; X — Чунский; XI — Чукотский; XII — Забайкальский; XIII — Буренинский; XIV — Эзопский; XV — Приморский; XVI — Курило-Камчатский. Цифры на рисунке — металлогенические районы и зоны: 1 — Ульбейско-Инский; 2 — Магаданский; 3 — Хакайдинский; 4 — Лево-Омсукчанский; 5 — Ярхочанский; 6 — Джапкачано-Омолонский; 7 — Правонаханский; 8 — Банмийский; 9 — Алеуро-Олекминская; 10 — Амуджикано-Ключевская; 11 — Усть-Карасунская; 12 — Шахтаминская; 13 — Бугданинская; 14 — Приморская; 15 — Камчатско-Курильская.

щими этапами формирования Арманского-Гижинской пермь-юрской осадочно-вулканогенной (эвгеосинклинальной) зоны мезозонд и частично (северный фланг пояса) с ранними (мел) этапами развития Анадырско-Корякской эвгеосинклинальной зоны кайнозоид. Этот пояс сложен мощной, местами до 2—2,5 км, меловой наземной толщей андезитов, дацитов, липаритов, менее — базальтов и их пирокластических производных, а также маломощными (500—700 м) разрозненными покровами базальтов, менее — андезитов, дацитов и липаритов палеоцен-эоценового возраста. Широко развиты в нем и интрузивные гела различного состава, изредка комагматические эффузивы.

Наконец, интересующее нас оруденение встречается и в межгорных молассовых и вулканогенных впадинах раннемелового возраста, например в Балыгычано-Сугойской (Матвеенко, 1960; Матвеенко, Шаталов, 1958).

В основном «лейкократовый», или сиалический, облик металлогении провинции, полициклически развивавшейся на континентальной земной коре от начала позднего протерозоя до мела включительно (1600 млн. лет), обусловлен массовыми проявлениями в ней производных гранитной магмы. Гранитоидные интрузивы, пронизывающие пермские, триасовые и юрские линейно-складчатые геосинклинальные севроцветные песчано-сланцевые и осадочно-вулканогенные толщи так называемого верхоянского комплекса, образовались в общепротерозойский (поздняя юра) и орогенный (мел) этапы формирования Верхояно-Чукотской области.

Интрузивы первого этапа — крупные батолито- и пластиноподобные тела, сложенные субшелочными, кислыми и ультракислыми, биотитовыми, иногда двуслюдяными гранитами, реже — биотит-роговообманковыми плагиогранитами и гранодиоритами. Гранитным и гранодиоритовым интрузивам предшествовало вторжение в осадочные толщи обильных даек, штоков и им подобных образований, сложенных главным образом диоритовыми порфиритами и альбитофирами.

Для всех этих интрузивов областью генерации магматических расплавов и некоторых металлов был, видимо, гранито-гнейсовый слой, а быть может, и нижние горизонты осадочного слоя земной коры, местами достигающего в регионе мощности 12—15 км. Геохимически интрузивы характеризуются преимущественно «гранитофильными» элементами — оловом, вольфрамом, молибденом, золотом, бором и некоторыми другими.

Интрузивы орогенного (горообразовательного) этапа особенно примечательны для Охотско-Чукотского пояса, хотя они нередки в складчатых системах раннемеловых межгорных впадин, образуя в них цепочки типичных трещинных гипабиссальных, близповерхностных и субвулканических тел, сложенных диоритами, гранодиоритами, тоналитами, реже — габбро, монцонитами, сиенито-диоритами, гранитами, включая щелочные, преимущественно их порфировыми вариететами. Все эти интрузии и некоторые металлы скорее всего являются производными магм, генерация которых происходила и в гранулито-базитовом и гранито-гнейсовом слоях земной коры. Для гидротермальных производных интрузивов обычны химические элементы смешанного происхождения — «гранитофильные» и «базальтофильные» — золото, серебро, свинец, цинк, медь, кобальт, никель, олово, вольфрам, висмут, молибден, сурьма, ртуть и др., однако связь их с интрузивами довольно отдаленная.

Молибденит-аплитовая формация. Проявления этой формации, ассоциируемых с гранитными интрузивами синеклинического и орогенного этапов, на Северо-Востоке СССР мало. Они встречаются во взаимосвязи с аплитами и аплитовидными гранитами эндоконтактов крупных интрузивов и с мелкозернистыми гранитами второй стадии (фазы) внедрения магмы, образующими в отвердевших главных массах первой стадии иногда довольно мощные, но цемногицеленные пологие залежи.

Молибденит в аплитах и гранитах, как правило, образует мелкие рассеянные чешуйки, которыми бывают также «присыпаны» поверхности контракционных трещин отдельности. Аплиты и граниты гидротермально почти не изменены, они лишь слегка альбитизированы и молибденит в них является скорее сингенетическим образованием, хотя по времени кристаллизации он близок к кварцу и альбиту. Эта формация близка к формации редкометальных апогранитов.

Молибденит-пегматитовая формация. Рудные образования этой формации разделены на два типа — сингенетические (миараловые) и эпигенетические (отщепленные) пегматиты (Литвин, Матвеенко, 1958). Те и другие, в общем, редки и отмечены в гранодиоритовых и гранитных интрузивах Охотско-Чукотского пояса (Ульбейско-Инский, Магаданский, Джапкачано-Омолонский, Правонаханский и другие металлоге-

нические узлы). Есть они и в обеих складчатых системах, ассоциируя с крупными сининверсионными гранитными, а также гранодиоритовыми и диоритовыми интрузивами позднеюрского и раннемелового возраста. Ярким примером таких интрузивов является Ярхочанский массив, прорывающий триасовые песчано-сланцевые толщи. Он сложен ультракислыми гранитами и специфичен массовым проявлением в нем и в его зоне роговиков зональных пегматитовых жильных и линзовидных тел с кварцевыми «ядрами» внутри, а также кварцевых жил, иногда смещающихся по простианию пегматитовые тела. В тех и других крупночешуйчатый молибденит образует гнезда и пластины. Встречается он также и в призальбандовых аplitовых оторочках пегматитов, но здесь он образует только мелкие рассеянные листочки. Рудопроявления рассматриваемой формации, как и предыдущей, практического интереса не представляют, но служат прямым индикатором молибеноносности интрузивов — родственной ассоциации с ними молибдена*.

К молибденит-скарновой формации, слабо проявленной в связи с ограниченным распространением известняков и известковистых отложений, принадлежат пластообразные и неправильные залежи Колымского и Омолонского срединного массивов, карбонатные палеозойские отложения которых пронизаны меловыми интрузиями.

Молибеноносные скарны в одних случаях содержат заметные количества магнетита и халькопирита (месторождение Медьгора), в других — пирротина и арсенидов (Кандидатское месторождение), в третьих — сульфидов, шеелита и золота (Арбатское месторождение).

Молибденит, как и прочие сульфиды скарнов, отлагается в гидротермальную стадию преобразования скарнообразующих силикатов, особенно при их хлоритизации (месторождение Медьгора).

Молибденит-гнейско-кварцевая формация. Представители этой формации локализованы как в мезозойских складчатых системах, так и в орогенном наложенном Охотско-Чукотском поясе, генетически ассоциируя с позднеюрскими — раннемеловыми сининверсионными и меловыми орогенными гранитными и гранодиоритовыми интрузиями.

Рудопроявления и месторождения формации по минеральным особенностям разделены на три типа: 1) мусковит-гнейзеновый (месторождения Джапкачано-Наяханского, Левоомсукчанского и Хакандынского узлов); 2) микроклин-альбит-кварцевый (Осеннее и Усинское месторождения Магаданского узла) и 3) собственно кварцевый (Верхнеомолонское и Орлиное Джапкачано-Наяханского узла, а также Зимнее, Горное и Гранитное Охотско-Чукотского пояса).

В метасоматических мусковит-гнейзеновых образованиях помимо молибдена иногда в больших количествах содержатся арсенопирит и кассiterит (месторождения Айгур, Кривое, Загадочное Левоомсукчанского оловорудного узла) или только пирит (Хакандынского месторождения).

В жильных телах и параллельно-прожилковых зонах микроклин-альбит-кварцевых месторождений обычен пирит, реже и меньше встречаются вольфрамит и шеелит (иногда молибдошешелит, содержащий до 13,48% Mo), халькопирит, сфалерит, пирротин (Осеннее месторождение).

В собственно молибденит-кварцевых жильных и штокверковых месторождениях простые сульфиды присутствуют в переменных количествах

* Говоря о рудоносности интрузивов и о родственной ассоциации с ними металлов (молибдена, меди и др.), мы полагаем, что первоисточником их были породы упомянутых ранее слоев континентальной земной коры — породы областей генерации различных по составу магм. Последние, «поглотив» металлы, выносили их в верхние ярусы коры, тогда как основная масса металлов, генерированных на глубине магмами, транспортировалась чаще всего концентрированными силикатными растворами и (или) флюидами, следовавшими вслед за интрузируемыми массами, иногда значительно «отставая» от них во времени.

вах, достигая иногда 10—20%. В ряде месторождений (Тынгильчанское, Еропольское, Няркинское) присутствует вольфрамит, а в некоторых молибденовые месторождения с вольфрамитом (иногда и с шеелитом) ассоциируют с гранодиоритовыми или плагиогранитовыми интрузивами, а с кассiterитом и вольфрамитом — с кислыми гранитными. В оловянных или вольфрамоносных полях молибденит-кварцевые жилы и штокверки часто обособлены, представляя более ранние образования.

Молибденит-железисто-силикатная формация. По генезису, геологическим условиям, локализации, морфологии и некоторым другим особенностям проявления этой формации сходны с проявлениями, относимыми к кассiterит-железисто-силикатной, и нередко встречаются в тех же рудоносных узлах и полях. Так, тонкочешуйчатый молибденит в заметном количестве присутствует в магнетит-кварцево-хлоритовых метасоматических жилах, рассекающих позднемеловой массив лейкократовых оловянных гранитов, основными полезными компонентами которых являются кассiterит и вольфрамит (Начальное месторождение Левоомсукчанского узла).

Но кроме молибден-вольфрамо-оловянных месторождений в складчатых системах мезозоид нередки метасоматические или трещинные хлорит-кварцевые и турмалин-кварцевые жильные молибденовые рудопроявления, залегающие или в апикальных зонах меловых гранодиоритовых и гранитных интрузивов, или в их роговиковых ореолах. Вместе с молибденитом в рудопроявлениях в небольшом, реже в заметном, количестве присутствуют пирротин, арсенопирит, халькопирит, висмутин, вольфрамит и некоторые другие рудные минералы.

В рассматриваемой формации намечаются два минеральных типа — хлорит-кварцевый и турмалин-кварцевый. К первому из них принадлежит Графитовое рудопроявление Левоомсукчанского узла, в котором широко проявлены и турмалин-кварцевые и хлорит-кварцевые месторождения с кассiterитом. К этому же минеральному типу относится Хачалычанское месторождение в Верхнеколымском районе, залегающее в роговиках около гранит-порфирового цтока. Последнее, по Н. И. Чемоданову, представляет собой серию жил и прожилков выполнения, сложенных кварцем, железистым хлоритом и апатитом. Из рудных минералов главным является мелкочешуйчатый молибденит; в заметном количестве присутствуют халькопирит, галенит, самородный висмут, кобальтий и тетрадимит.

Молибденит-турмалин-кварцевые рудопроявления более часты в провинции, чем предыдущие. К ним относятся рудопроявление Карапет в Верхнеколымском районе, Тугучакское месторождение — пологие жилы в Улахан-Сисском сложном по составу, но в основном гранодиоритовом массиве, Такылканское в Пороуском и Бекемском в Верхнейнайдигирском районах, а также рудопроявления Балыгычано-Сугойской металлогенической зоны. Месторождения жильные и залегают либо в интрузиях, либо в их роговиковых оболочках.

Своеобразно Турдемское месторождение — система турмалин-кварцевых жил выполнения в гранодиоритовом массиве Чародей, вторгшемся в позднемеловую вулканогенную толщу Охотско-Чукотского пояса. Из рудных минералов в жилах много халькопирита; в убывающем количестве присутствуют самородный висмут, висмутин, арсенопирит, галенит, сфалерит, молибденит, шеелит, вольфрамит; в жилах присутствуют серебро и золото.

Для рудопроявлений формации характерен халькопирит, что сближает их с рудопроявлениями молибденит-халькопирит-порфировой формации.

Молибденит-халькопирит-порфировая формация. Рудные образования этой формации относились ранее к формации вторичных кварцитов

(Литвин, Матвеенко, 1958). Однако правильнее все семейство молибденовых, молибден-медных и медных месторождений считать одной порфировой формацией, в которой молибденит-порфировые и халькопирит-порфировые образования представляют ее крайние члены, а молибденит-халькопирит-порфировые месторождения — промежуточные (Sutherland-Brown et al., 1971). Название этой формации определяется тем, что месторождения, как правило, находятся в структурно-временной связи с интрузивными породами порфировой структуры, да и руды часто обладают порфировидным строением.

Объекты рассматриваемой формации известны в Охотско-Чукотском интрузивно-эффузивном поясе. Они залегают либо в покровах меловых эффузивов, либо в гипабиссальных и близповерхностных трещинного типа эффузивах, включая дайки, того же мелового возраста. Геологами Аниойской экспедиции они обнаружены в позднеюрском Олойском синклиниории, выполненному осадочно-вулканогенными толщами, локализуясь или в мелких послескладчатых интрузивах известково-щелочного состава, или вблизи них.

В интрузивно-эффузивном поясе к молибденит-порфировым месторождениям (крайний член формации) относятся Нявленгинское и Вынылемское месторождения — зоны дробления меловых липаритов с кварцевыми прожилками, содержащими кроме молибденита небольшое количество пирита, реже — других простых сульфидов. Липариты, превращенные в выщелоченные серicit-кварцевые метасоматиты (вторичные кварциты), импреннированы кубиками пирита и чешуйками молибденита; содержание тонкочешуйчатого молибденита местами высокое.

К крайнему (молибденовому) члену формации принадлежит и Оксинское месторождение. Это мощная, видимо, дайка гранодиорит-порфиров, рассекающая Магаданский гранодиоритовый интрузив мелового возраста; гранодиорит-порфиры дайки заметно окварцованны, серicitизированы, преититизированы и пиритизированы. Молибденит рассеян во всем теле дайки, местами образуя совместно с преититом и пиритом скопления мелкочешуйчатых агрегатов диаметром до 5 мм. Он замещает пордообразующие минералы и пирит. Кроме таких скоплений, молибденит встречается в тонких и редких кварцевых прожилках, рассекающих дайку. Из минералов — новообразований в гранодиорит-порфире совместно с молибденитом изредка в мелких зернах встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, рутил. Содержание молибдена в рудах низкое, а свинца, цинка и меди — первые десятые доли процента.

К молибденит-порфировому типу относится также Каменистое месторождение на Чукотке — штокверковое тело в штоке гранодиорит-порфира с сетью кварцевых прожилков с молибденитом и пиритом. Аналогичные рудопроявления известны и в других пунктах Охотско-Чукотского пояса.

Характерным представителем молибденит-халькопирит-порфировых образований (промежуточный член формации) является Березовогорское месторождение, находящееся во внешней зоне Охотско-Чукотского пояса. Оно, по наблюдениям геологов Аниойской экспедиции, залегает в зоне разрывов меридионального направления, на контакте гранодиорит-порфирового интрузива и покрова позднемеловых андезитов. И гранодиорит-порфиры, и вмещающие их андезиты в зоне дробления окварцованны и сульфидизированы. В зоне дробления широко развиты кварц, карбонат железа, хлорит, эпидот, а из рудных — пирит, халькопирит, меньше — молибденит, сфалерит, галенит. В гидротермально преобразованных породах установлено до 3% меди, 0,5% цинка, 0,8% свинца, 0,09% молибдена и 4 г/т серебра. Сульфидизация гранодиорит-порфиров и андезитов распространена на площади во много десятков километров.

Во внешней, сильно эродированной, зоне Чукотского отрезка интрузивно-эффузивного пояса находится также и Шурыканское молибденовое месторождение, залегающее, по описанию В. О. Поздняка, в штоке, сложенном гранодиоритами и их порфировыми разновидностями, а также сиенит-диоритами и гранит-порфирами. Он внедрен в верхнетриасовые песчано-сланцевые толщи и в перекрывающие их меловые липариты. Шток разбит разрывами северо-западного, менее — северо-восточного направления, которые и предопределяют положение рудного штокверка длиной несколько километров при ширине более километра, находящегося в центральной части штока. Раздробленные гранодиориты и гранит-порфиры окваркованы, серicitизированы, турмалинизированы и местами рассечены множеством кварцевых, флюорит-кварцевых и турмалин-кварцевых прожилков мощностью до 5 мм, содержащих халькопирит, пирит, галенит, молибденит и некоторые другие рудные минералы. В гидротермально измененных породах они наблюдаются также и в виде рассеянных вкраплеников, изредка гнезд диаметром до 5 см. Содержание молибдена в рудах около 0,1% и меди около 1%; спектрально в них определены висмут и свинец (до 1% каждого), сотые доли процента олова, цинка, кобальта и серебра.

Характерным примером образований формации является и Анийское месторождение, открытное Л. Д. Школьником и Б. Н. Шевкуновым, в Олойском синклиниории, сложенном верхнеюрскими осадочно-вулканогенными толщами. Месторождение находится в Баймском узле Большено-Анийской металлогенической зоны (Матвеенко, Шаталов, 1958; Матвеенко, 1960) и включает золотое и молибден-медное оруденение, пространственно связанное с вытянутым в меридиональном направлении субвулканическим телом, по-видимому приуроченным к протяженной магмовыводящей меридиональной Анийской зоне разрывов. Субвулканическое тело сложено главным образом трахилипаратами и граносиенит-порфирами, которые рассечены штоками ($0,7$ — 8 км 2) и дайками монцонитов и трахиандезитов (латитов), а также габбро и габбропиритами.

Оруденение контролируется трещинными зонами северо-восточного и северо-западного направлений, рассекающими монцониты и трахилипараты. Эти породы местами сильно окваркованы, серicitизированы, карбонатизированы, а вдоль тонких трещин и адуляризированы; обычна аргиллизация пород, но она может быть частично и гипергенной.

Рудное тело представляет собой штокверк, расположенный в монцонитах; в нем развиты как густая сеть тонких разнонаправленных прожилков, так и жилы и линзы выполнения трещинных полостей мощностью до 1—2 м. Прожилки в основном сложены сульфидами, а жилы — кварцем, менее — железистыми карбонатами; в их призальбандовых зонах обильна сравнительно равномерная вкрапленность сульфидов, среди которых превалируют пирит и халькопирит; в парагенезисе с ними находится и молибденит; встречаются блеклые руды, тениантит, тетрадимит, золото, изредка — галенит и сфалерит. В зоне окисления, глубина которой около 2 м, отмечены халькоzin, ковеллин, куприт, малахит, азурит, гидроокислы железа; из зоны окисления, несомненно, происходит и самородная медь, зерна которой встречаются в аллювии ручьев, размывающих рудные тела.

В Олойском синклиниории находится и Иниахское рудопроявление, связанное с габбро-монцонит-сиенитовым интрузивом, прорывающим верхнетриасовые и верхнеюрские осадочно-вулканогенные толщи. В ороговикованной зоне интрузива встречаются брекчированные и сульфидизированные зоны пород, содержащие, по В. С. Шабалину, до 0,7% меди и тысячные доли процента молибдена. Это рудопроявление является крайним, медно-порфировым, членом формации. Значительные ру-

допроявления медно-порфировых руд установлены и в Алучинском рудном узле Олойского синклиниория (С. Н. Калабашкин и др.).

Охарактеризованные месторождения сформировались в орогенную (послеинверсионную) стадию развития мезозойской геосинклинально-складчатой области. Локализованы они и в многосинклинальных (Чукотка), и в эвгесинклинальных (Олойская, Арманско-Гижигинская) зонах, что имеет место и в других провинциях. Характерны они и для Охотско-Чукотского орогенного интрузивно-эфузивного пояса мезозонд, наложенного на эвгесинклинальную Арманско-Гижигинскую зону, Восточночукотский, Омолонский, Тайгоносский срединные массивы и южный край Сибирской платформы, где проявилась их тектономагматическая активизация. Активизации подвергся и Колымский срединный массив в связи с формированием Уяндинско-Ясачинского орогенного вулканогенного пояса позднеюрского — мелового возраста, когда и здесь образовались медно-порфировые месторождения.

Как и в других провинциях, на Северо-Востоке СССР главными факторами образования и размещения минерализации являются структурный (тектонический) и магматический; значение разрывных нарушений, в том числе региональных, магмовыводящих и рудоконтролирующих, было показано ранее (Матвеенко, Шаталов, 1958; Матвеенко, 1960). Региональные разломы определяют положение вулканических поясов, перспективных на поиски интересующих нас руд, — Охотско-Чукотского и Уяндинско-Ясачинского. Непосредственно же контролируют оруденение чаще всего поперечные разломы, к которым приурочены интрузивные штоки, дайки и оруденение.

Как видно, рудопроявления молибдена (и меди) на Северо-Востоке довольно многочисленны, они различны в формационном отношении и часть из них принадлежит к очень перспективному типу.

Ходство многих черт историко-геологического развития Северо-Востока СССР с другими молибдено- и меденосными провинциями мира и наличие представителей порфировой формации дают полное основание для отнесения региона к одной из перспективнейших территорий страны, где обнаружение совместных промышленных концентраций молибдена и меди весьма и весьма вероятно.

В свое время на большие потенциальные возможности Северо-Востока СССР в отношении молибдена уже обращалось внимание (Смирнов, Цареградский, 1937; Матвеенко, Литвин, 1958).

Первоочередным объектом является Охотско-Чукотский пояс на всем его протяжении, юго-восточный край Омолонского, Тайгоносский и Восточночукотский срединные массивы как наиболее жесткие тектонические образования, подвергавшиеся в меловое время многочисленным разрывам растяжения и внедрению интрузий. Перспективен и геосинклинальный прогиб, разделяющий Омолонский и Тайгоносский срединные массивы. Особенно интересны площади, где лавовые и сопровождающие их туфовые и итнимбритовые накопления наиболее глубоко эродированы: нельзя упускать из вида и периферические части пояса, где покровные образования полностью смты, но где возможны выходы их «корневых» частей — субвулканических тел; заслуживают описанования меридиональные ответвления пояса — Коркодено-Сугойское и др.

Тщательного изучения требуют гранитоидные интрузивы пояса (Прибрежный, Ульбейский, Инякий, Среднеямский, Мотыклейский, Туманский, Кананыгинский, Наяханский, Тайгоносский и другие массивы), рассеченные мелкими телами, включая дайки; молибденоносность их установлена уже давно. При исследовании интрузивно-эфузивного пояса приоритет остается за его прибрежной, наиболее доступной для освоения полосой.

Второй безусловно перспективной тектонической структурой на Северо-Востоке является Олойский синклиниорий, где массовым распространением пользуются мелкие интрузивы как щелочно-известковой, так и слабощелочной (сиенитовой) ветви. Рекомендуется также обратить внимание на северо-восточный край Омолонского срединного массива — на зону сочленения Олойского синклиниория с массивом, а также на орогенные впадины Анюйской складчатой зоны (Камешковскую, Нутесынскую, Айнахкургенскую и др.). Положительной оценки заслуживают Уяндинско-Ясачинский вулканогенный пояс и мелкие интрузивы северной окраины Колымского срединного массива. В этом поясе уже имеются существенные проявления медных и свинцово-цинковых руд с серебром и золотом в вулканитах. Разумеется, и известные районы и узлы, в первую очередь Магаданский, должны подвергнуться ревизии с точки зрения возможности выявления в них штокверковых образований. Шурыканское, Анюйское, Березовогорское месторождения заслуживают предварительной разведки и разбуривания сетью скважин.

ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

На юге Дальнего Востока, включая Забайкалье, молибденовые месторождения далеко не столь разнообразны, как на Северо-Востоке. Однако здесь они имеют промышленное значение; это главным образом месторождения молибденит-кварцевой формации — кварцевые жилы и штокверки, особенно значительные в Забайкальской рудной провинции. Месторождения медно-порфировой формации (в основном молибденоносные) выявлены в последние годы в Приморье; рудопроявления прочих формаций практического значения не имеет.

Забайкалье. Забайкальская рудная провинция рассматривается как далекое (западное) ответвление Тихоокеанского рудного пояса, характеризующееся неоднократным проявлением тектонической и магматической активизации и повторным развитием магматизма и оруденения. Главные рудные месторождения провинции связаны с позднеюрскими гранитоидами. В общей схеме металлогенеза Восточного Забайкалья молибден занимает особое положение — он, как отчасти и золото, локализуется в обрамлении меловых прогибов на сочленении их с поднятиями. Выделяются две главные молибденоносные зоны — южная, Шахтаминская, и северная, Пришилкинская. Главные концентрации молибдена сосредоточены в кварцевых жилах (Давенда, Шахтама) и штокверках (Жирекен, Бугдая). В последних молибденит сопровождается не халькопиритом, что характерно для многих других районов Притихоокеанья, а галенитом и сфалеритом (Бугданское месторождение) и отражает металлогенические особенности близрасположенного полиметаллического Приаргунского пояса.

Молибденит изредка встречается в аплитах и пегматитах, что имеет лишь минералогический интерес, а также в кварц-вольфрамитовых и кварц-кассiterитовых жилах, связанных с кислыми гранитами, не образуя в них существенных концентраций. Собственно молибденоносные кварцевые жилы и штокверки по условиям образования отличаются от кассiterит-кварцевых и вольфрамит-кварцевых месторождений. Они локализуются вдоль разломов в обрамлении прогибов и связаны с умеренно кислыми гранитоидами, в образовании которых, по В. Т. Покалову (1972), существенная роль принадлежит процессам гибридизма.

В Забайкалье возможно открытие вольфрамо-молибденовых скарнов, особенно в Газимурском районе, где Шахтаминская молибденовая зона скрещивается с поперечным Газимурским поднятием, сло-

женным, терригенно-карбонатными толщами. Скарны с молибденовым оруденением могут быть и в Шилкинской зоне.

Приамурье. Северозабайкальский, или Шилкинский, молибдено-золотоносный пояс вдоль тектонически омоложенных сооружений Монголо-Охотской полициклической эвгеосинклинальной системы (хребты Становой, Джагды), обрамляющей с юга Алданский щит, протягивается на восток, вплоть до Приохотья. Этот пояс трассируется промывлениями золота, причем в некоторых золоторудных узлах встречается и молибденит (Оборонный узел). Здесь велики перспективы прежде всего в отношении медного оруденения — со временем, возможно, сюда будет прослежено восточное продолжение пояса колчеданных протерозойских месторождений, установленного в Бурятии. К области обрамления щита относится и Удоканское месторождение медиистых песчаников, а также магматические медно-никелевые протерозойские проявления, связанные с габброидами.

Эвгеосинклинальная природа зоны, неоднократная тектономагматическая активизация вплоть до мелового времени, отчетливый золото-медный ее профиль и возможное продолжение сюда молибденового Северозабайкальского пояса позволяют положительно оценивать перспективы открытия здесь промышленных месторождений медно-молибденовых руд порфировой формации. Они могут быть открыты в пределах и около мелких штоков меловых гранитоидов повышенной основности и щелочности, локализующихся на пересечении разломов. Могут здесь быть обнаружены и собственно молибденовые проявления порфировой формации, аналогичные месторождениям Цинлинской зоны активизации Китая, а также молибден-вольфрамоносные скарны в районах развития известняков.

Восточноазиатская область мезозойских складчатых сооружений и складчато-глыбовых дислокаций включает южную часть Дальнего Востока. К ней принадлежит Буреинский древний срединный массив, обрамляющей его Буреинский юрский прогиб, Хингано-Баджальская зона складчато-блочных дислокаций и мезозойская Сихотэ-Алинская складчатая система.

В области выделяются крупные провинции — Хингано-Баджальская и Сихотэ-Алинская. Первая давно известна как специфически молибеноносная. Молибденовые проявления в ней концентрируются на сочленении разнородных структур — древних массивов и прогибов, тяготея к протяженным разломам. Молибденовые проявления особенно обильны в обрамлении Буреинского юрского прогиба, где, в частности, расположено Умальтинское месторождение, представленное кварцевыми жилами (Покалов, 1972). Оруденение связано с меловыми гранитоидами, непосредственно тяготея к мелким штокам, прорывающим крупные гранитоидные plutоны.

Молибденовая минерализация грейзено-кварцевой формации в ассоциации с оловянной, а также медно-молибденовой известны в хр. Эзоп, где они проявлены в массивах кислых гранитов, прорывающих верхнемеловые кварцевые порфиры. Молибденовые проявления известны и в Баджальском хребте, а также к югу и к северу от Комсомольского оловорудного района. Главный тип и здесь — кварц-молибденитовые штокверки в зонах разломов, секущих гранитоидные массивы и вблизи них.

Сихотэ-Алинская провинция включает мезозойскую складчатую систему Сихотэ-Алия, древнее западное ее обрамление — Ханкайский кристаллический массив и располагающуюся еще западнее палеозойскую ЛАОелин-Гродековскую складчатую зону.

Давно известно в Прибрежной зоне Озерновское молибденовое месторождение, представляющее минерализованную зону в верхнемеловых вулканитах с прожилково-вкрашенными рудами.

Высказывалось предположение о возможности открытия медно-молибденовых руд порфировой формации в Западной ЛАОелин-Гродековской зоне, где в процессе мезозойской тектонической и магматической активизации среди палеозойских и более древних основных вулканитов проявились интрузивы повышенной основности. Одновременно указывалось на возможную меденосность зоны Сихотэ-Алинского антиклиниория и специфический медно-молибденовый профиль Береговой зоны (Радкевич, 1958; Радкевич и др., 1962). Однако, поскольку основное внимание поисковиков до последнего времени в Приморье было уделено олову, эти указания не учитывались, и лишь в последние годы поставлены специальные тематические работы по поиску медных (и молибден-медных) месторождений порфирого типа.

В результате работ, руководимых В. С. Коренбаумом и выполняемых в основном В. В. Беловым, установлена повышенная меденосность некоторых осадочных, вулканических и интрузивных комплексов и выявлены перспективные месторождения медно-порфировых руд, приуроченные к массивам диоритового и гранодиоритового состава, локализующимся на пересечении зон повышенной трещиноватости пород, многие из которых были обозначены на прежних схемах как рудоконтролирующие (Радкевич, 1958; Радкевич и др., 1962), а затем подтверждены геофизическими методами. Особо подчеркивается рудоконгрирующее значение трансрегиональных широтных зон.

Минерализация представлена прожилками и вкрапленностью пирита и халькопирита в гранитоидах. Молибденит в большинстве рудопроявлений не устанавливается, так как руды окислены, хотя и на небольшую глубину, что объясняется быстрой эрозией, опережающей окисление. В связи с этим, а также с интенсивным выщелачиванием растворимых окисленных минералов меди, характерных признаков в виде зеленых и голубых окрасок на выходах рудные тела не несут. Соответственно отсутствует и зона вторичного обогащения. Эти особенности, а также преимущественная связь с диоритами, а не с монцонитами, отличает приморские месторождения от северо- и южноамериканских и сближает их с филиппинскими и тайванскими.

Главными объектами поисков должны стать месторождения порфировой формации, а на участках развития известняков — скарновые вольфрамо-молибденовые месторождения.

Курило-Камчатская область. В этой области, относящейся к внутренней зоне Тихоокеанского рудного пояса, по геологическим условиям возможно открытие месторождений порфировой формации.

Медно-молибденовые рудопроявления неясного масштаба есть на Камчатке, где они приурочены к мелким штокам гранитоидов повышенной основности, секущим неогеновые вулканиты. Рудопроявления изучены слабо. Некоторые исследователи (Власов, Василевский, 1964) полагают, что они образуют единый зональный ряд с выше расположенным свинцово-цинковыми, золото-серебряными, ртутными и серными проявлениями. Камчатка представляет собой один из перспективных регионов для поисков месторождений порфировой формации.

Перспективны в отношении медно-порфировых руд и Курильские острова, где установлены мощные протяженные зоны гидротермального изменения и осветления эфузивов. В некоторых из них проявлены золото-серебряная и медно-полиметаллическая минерализация. Возможно, что отсутствие прямых признаков на медь в поверхностных выходах и здесь объясняется интенсивным окислением и выщелачиванием меди в условиях влажного субтропического климата. Некоторые из зон подобного типа (Докучаевского, Прасловского месторождений) целесообразно разбурить на глубину.

КРАТКО О ПОРФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ ДРУГИХ РЕГИОНОВ

Чтобы отчетливее определить возможности обнаружения промышленных объектов порфировой формации на Востоке СССР, целесообразно кратко коснуться тех общих и частично локальных геологических ситуаций, в которых они встречаются в других регионах.

Изучение региональных условий размещения месторождений порфировой формации показывает, что последних нет ни на древних платформах и щитах, ни в позднепротерозойских складчатых областях, если они не затронуты явлениями тектоно-магматической активизации. Месторождения сосредоточены в палеозойских, мезозойских и кайнозойских складчатых областях и системах. Весьма характерны они и для зон мезозойского и палеоген-неогенового тектоно-магматического омоложения окраин древних платформ и складчатых областей и систем более ранней стабилизации, включая и срединные массивы.

В раннепалеозойских (каледонских) областях встречаются единичные месторождения — Бощекуль в Казахстане и Сорское в Хакасии. В позднепалеозойских (герцинских) областях месторождений довольно много — месторождения Центрального Казахстана и Средней Азии. Многочисленны крупные месторождения в мезозоядах обрамления Тихого океана — месторождения Канады, юго-запада США, но наибольшее количество их находится в кайнозойских (альпийских) областях и системах, в них сосредоточены уникальные месторождения Чили, Перу, Ирана.

К образованиям типичных зон тектоно-магматического омоложения (активизации) окраин древних сооружений относятся такие молибденовые феномены, как Кляймекс, Хендerson и др. В сходной тектонической обстановке находятся и некоторые молибден-медные порфировые месторождения, локализованные в окраинном интрузивно-эффузивном поясе яншанского (мелового) возраста, наложенного на край Южнокитайской платформы.

К объектам, сформировавшимся в зонах мезозойского омоложения складчатых областей палеозойской стабилизации, принадлежат Джидинское и Жирекенское рудные поля Забайкалья, а также месторождения Северной Монголии. Некоторые исследователи полагают, что и перуано-чилийские месторождения развиваются также в зонах позднемелового — неогенового омоложения палеозойских и мезозойских складчатых структур.

Месторождения формируются и в эвгеосинклинальных (Канадские Кордильеры, перуано-чилийский отрезок Анд, Иран и др.), и в миогеосинклинальных (невадиды Скалистых гор США, мезозояды Забайкалья, Сихотэ-Алиня, Северо-Востока СССР) зонах.

В историко-геологическом процессе формирования геосинклинально-складчатых областей и систем месторождения занимают различное положение. Есть небольшие, преимущественно медно-порфировые месторождения, образовавшиеся в ранний этап развития эвгеосинклинальных зон. Представители их известны в Канадских Кордильерах, где они структурно-геологически взаимосвязаны с мелкими порфировыми телами различного состава, видимо, родственными вулканогенным толщам основного состава позднетриасового возраста (Sutherland-Brown et al., 1971). В собственно геосинклинальную стадию, по-видимому, образовались некоторые месторождения Казахстана, Камчатки, Болгарии, Филиппин.

Ни в одной складчатой области или системе порфировых месторождений инверсионного этапа — этапа становления складчатых батолитовых гранитных интрузивов — достоверно неизвестно, хотя некоторые исследователи полагают, что именно в этот этап они и образуются, отмечая, однако, пространственную ассоциацию месторож-

дения с послебатолитовыми мелкими интрузивами порфировых пород и даже с субвулканогенными образованиями (Покалов, 1972).

Большинство месторождений несомненно возникло после общей инверсии тектонического режима в геосинклинально-складчатых областях и системах различного возраста после образования наземных интрузивно-эффузивных поясов и зон. Именно в это время возникли месторождения Канадских Кордильер, Скалистых гор, перуано-чилийского отрезка Анд, Ирана, Турции, Малого Кавказа (Шагинян, 1972), Казахстана, Узбекистана и др.

Геологический возраст месторождений порфировой формации различен. Наиболее древними (кембрийскими) являются месторождения Бощекульское и Сорское (480—500 млн. лет), позднемеленоугольными или пермскими — месторождения Коунрад и Алмалык. Позднетриасовый или раннеюрский возраст (180—200 млн. лет) приписывается некоторым месторождениям Канады и Монголии; позднеюрский возраст (138 млн. лет) имеет канадское месторождение Эндако (устное сообщение Ю. В. Казицина) и, видимо, часть забайкальских. Раннемеловыми (105 млн. лет) считается месторождение Босс Монтейн в Канаде, позднемеловыми — некоторые месторождения Чили, США и Болгарии. Но наивысшей интенсивности оруденение достигло в палеогене и неогене; большинство канадских месторождений имеет палеоцен-эоценовый возраст, при двух максимумах в 67 и 50 млн. лет. Преобладающий олигоценовый, менее — палеоценовый и позднемиоценовый возраст свойственны перуано-чилийским месторождениям (Ruiz, 1965), а для месторождений США, Ирана, Турции, Армении — миоценовый и позднеолигоценовый (Sillitoe, 1972). Месторождения внутренней зоны ветви Тихоокеанского пояса формировались вплоть до позднего плиоцена (меньше 4—5 млн. лет — Бугенвиль, Новая Гвинея!).

Важнейшее значение в формировании и размещении в геологическом пространстве месторождений имеют различного рода разрывные нарушения при крайне ограниченной роли складчатых деформаций.

В последнее время получила распространение идея формирования месторождений в планетарных тектонических поясах, исходящая из модели движения глобальных литосферных плит (Guild, 1972; Sillitoe, 1972; Смирнов, 1974). Возможно, что именно с зонами Заваринского — Бениффа связана длительная магматическая активность в островной (внутренней) зоне Тихоокеанского пояса. Возможно, с ними связано и образование некоторых окраинных вулканогенных поясов. Удаленные от Тихого океана рудные провинции (например, Забайкальская и Верхояно-Чукотская) развивались по другому плану. Источник магм и металлов в них в основном южный — сиалический или фемический (в активизированных эвгеосинклиналях). В связи с этим нельзя не подчеркнуть зональное распределение рудных формаций относительно Тихого океана. Преимущественно медные варианты порфировой формации, связанные с диоритами, проявлены во внутренней его зоне. Существенная роль процессов, протекающих в зонах Заваринского — Бениффа, для этих месторождений достаточно вероятна. Далее в глубь континента, а также и на островной зоне, в пределах блоков с мощной сиалической корой (о. Хонсю), проявлены собственно молибденовые месторождения, связанные уже с гранитами. Для комплексных же молибден-медных порфировых месторождений, ассоциируемых с монционитоидными интрузивами, наиболее благоприятны области далеко отстоящих от Тихого океана эвгеосинклиналей — Монголо-Охотской, Лаоэлин-Гродековской, Центрально-Сихотэ-Алиинской и др. Можно допустить, что, как и в меденосной провинции Чили (Косов, Остроменцкий, 1968), в этих зонах могло

происходит заимствование меди из основных вулканитов. Что касается молибдена, то он скорее поступал из осадочных пород, которые, особенно в терригенных фациях, обогащенных органическим веществом, иногда содержат его в повышенном количестве (Хрущев, 1961). Таким образом, предполагается гетерогенность источников этих, столь тесно ассоциирующих в месторождениях, металлов, поступающих в расплавы при переработке земной коры и, может быть, верхней мантии.

Изучение биметальной медно-молибденовой формации, в которой скрещиваются линии рудопроявления фемического и сиалического профилей, представляет наряду с практическим большой научный интерес:

В областях сиалического профиля связи с гранитами проявлено собственно молибденовое оруденение кварцевой формации — его вариант представляет собой и крупные штокверки (Забайкалье). Наконец, крайним лейкократовым типом являются комплексные молибден-вольфрамит-кассiterитовые грейзены, залегающие в лейкогранитах и проявленные в областях ультрасиалического профиля.

Ознакомление с региональными условиями размещения мировых месторождений показывает, что решающая роль принадлежит глубинным, но все же в основном коровым, магмовыводящим разрывам типа линеаментов как согласным, так и несогласным генеральным направлениям складчатых сооружений. Несогласные, чаще поперечные нарушения наряду с продольными характерны, например, для Канадских Кордильер (Sutherland-Brown et al., 1971) и перуано-чилийского сектора Анд, причем некоторые исследователи полагают, что зоны поперечных нарушений продолжаются на континентах как широтные трансформные разломы дна Тихого океана. Планетарными линеаментами предопределено и возникновение интрузивно-эффузивных зон Тихоокеанского и Средиземноморского тектонических поясов с разнообразной минерализацией, в том числе с молибден-медной.

В линейной локализации канадских месторождений существенную роль играют поперечные палеозойским и мезозойским складкам сводовые поднятия — «арки» Скина и Стикин, с которыми совпадают зоны северо-восточных разрывов и приуроченных к ним вулканитов, мелких интрузий и оруденения (Sutherland-Brown et al., 1971).

Весьма примечательны разрывные нарушения, рассекающие срединные массивы (Иранский и др.) и края древних платформ — Североамериканской (плато Колорадо), Южноокитайской и, вероятно, юга Сибирской — и выводящие магматические расплавы и рудоносные растворы. Отмечаемая некоторыми исследователями (Павлова, 1971) приуроченность месторождений к геоантиклинальным поднятиям и бортовым частям эвгеосинклинальных зон, особенно опоясывающих срединные массивы и прочие «поднятия», не может считаться общей закономерностью.

Локальные, собственно рудолокализующие, тектонические нарушения также довольно разнообразны. Крайне специфична «штокверковая» трещиноватость, часто «поражающая» всю площадь и особенно эндоконтакты штоков и им подобных тел, а нередко и значительные площади крупных интрузивов. Штокверки обычно изометричны, но нередко линейны, иногда колыцеобразны и неправильной формы; промышленные контуры их определяются опробованием. Площади штокверков достигают 5—7 км² (чаще они меньше — 1—3 км²) при глубине распространения их на многие сотни метров, а иногда и более.

На образование мелкой трещиноватости, определяющей возникновение штокверков, помимо региональных тектонических напряжений оказывало влияние давление поднимавшихся снизу новых порций маг-

мы на раскристаллизовавшиеся и, видимо, остывшие апикальные части интрузивных тел и их «кровлю», а также «усадку» интрузивных пород на 8—9% при их полной раскристаллизации и остывании. Характерно развитие многих генераций прожилков сходного состава, указывающих на продолжение дробления в условиях устойчивости температуры.

Часто оруденение контролируется также протяженными линейными зонами дробления и брекчирования пород, локализованными не только в самих интрузивах, но и над ними. Благоприятны для локализации оруденения пересечения разнонаправленных, иногда разновременных, разрывов растяжения и скальвания. Разрывы растяжения предопределяют также размещение даек и субвулканических тел, предшествующих оруденению.

Весьма характерно залегание некоторых чилийских и североамериканских месторождений в трубообразных брекчиях, образованных при прорыве газов из магматических очагов, обрушении вулканических аппаратов (вулканоструктур) или в результате пузырьсирующего поступления в подводящие каналы магматических расплавов. Нередко наблюдается сочетание и совместное развитие собственно жил выполнения трещинных полостей со штокверковыми образованиями. Были случаи экранирования оруденения дайками (Шагинян, 1972). Важно отметить, что в рудных узлах и полях довольно часто видна приуроченность молибденового, медного и сопутствующего им золотого и свинцово-цинкового оруденения к различно ориентированным, относительно разновременным тектоническим нарушениям (Дастакерт, Алмалык, Бингхем в США и др.), причем золотое и свинцово-цинковое оруденение обычно удалено от более высокотемпературного молибденового и медного — находится на периферии рудоносных полей. Такая горизонтальная зональность скорее всего является не температурной, а структурной.

Наряду со структурным фактором локализации оруденения, существенное значение имеет и магматический. Как правило, оруденение ассоциирует с гипабиссальными и близповерхностными магматическими телами парагенетически, т. е. взаимосвязано с ними лишь во времени и пространстве (структурно), при одном источнике питания, находящемся чаще всего в гранулито-базитовом слое земной коры. Многие месторождения залегают в простых по строению и составу штоках («пробках»), но иногда штоки имеют сложное строение — они пересечены более мелкими телами, в том числе дайками, т. е. «многофазны», причем минерализация чаще бывает связана с одной из фаз внедрения магмы; сложные по строению штоки по сравнению с простыми считаются менее глубинными.

Довольно часто минерализация пространственно совпадает с серией даек и штоков различного состава, секущих крупные plutоны, причем некоторые дайки и пологие залежи являются жильными дendirитами plutонов, но большая часть их представляет собой самостоятельные мелкие интрузии, нередко субвулканические, проложившие себе путь при тектонических движениях в уже раскристаллизовавшихся, остывших или даже в «мертвых» plutонах. Иногда дайковые рои близки по времени становления к крупным многофазным интрузивам (Мегринский интрузив Малого Кавказа), но чаще они значительно оторваны во времени от них, как, например, третичные дайки в палеозойских и мезозойских интрузивах Скалистых гор, Кордильер и Анд.

Петрографический состав интрузивов, сопровождаемых интересующей нас минерализацией, разнообразен. Интрузивные комплексы нередко «пестры» по составу даже в пределах отдельных рудоносных узлов и разделяются на две ветви — щелочно-известковую и слабо-

щелочную. К первой принадлежат монцонит-порфиры, тоналит-порфиры, диорит-порфиры и их кварцевые разновидности, а также гранодиорит-порфиры, реже гранит-порфиры, а же второй ветви — сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры.

Часто в рудных узлах и толях проявлены дорудные субвуликанические тела и штокеры андезитов (преобладающие), трахиандезитов (латитов), дацитов, трахитов (альбитофиров, кератофиров), липаритов (кварцевых порфиров), дайки лампрофиров гранитоидного ряда и, наконец, дайки диабазов. Как правило, наблюдается гомодромный порядок внедрения магмы, но иногда и антидромный.

Рудоносные гидротермы всегда поступали после внедрения интрузивов, субвуликанических тел и излияния лав, хотя Сорский медно-молибденовый штокверк рассекается более молодыми дайками андезитовых и диабазовых порфиритов и следующими за ними дайками ортофиров (Покалов, 1972).

Всю совокупность мелких интрузивов высокого уровня внедрения и «пестрого» состава канадские геологи (Wigle, 1972) склонны считать производными основной магмы; они полагают, что окончательный состав интрузивов независим от литологии пород верхнего структурного яруса и вмещающих пород, однако гибридизация исходных магм за счет контаминации эффузивов основного состава иногда достаточно очевидна. Они же отмечают, что с магматическими производными щелочно-известковой ветви чаще развивается молибденовая и молибден-медная минерализация, а со слабощелочной (сиенитовой) — медная, но это не общее правило. Молибденовые месторождения, нередко с вольфрамом и оловом, бывают связаны и с интрузивами кислого (гранит-порфирами, риолитами), и с интрузивами кварц-топалитового состава (Кляймекс). Медные месторождения чаще залегают в породах, обогащенных темноцветными минералами.

Для возникновения прожилковой минерализации наиболее благоприятны хрупкие раздробленные породы. Существенным показателем интенсивности вкраепленного оруденения является эффективная пористость пород, в том числе возникшая при гидротермальной переработке (выщелачивании) пород до отложения сульфидов.

Наконец, для оценки важен фактор эрозионного среза. Опыт показывает, что в вулканических поясах и полях наиболее продуктивны участки, где лавовые и туфовые накопления значительно эродированы и мелкие интрузивные и субвуликанические тела обнажены на земной поверхности.

Минеральный состав порфировых месторождений довольно сложен. Прожилки в штокверках обычно кварцевые, серицит-турмалиновые и флюорит-кварцевые, калишпатовые и биотитовые (чаще в сиенитах), карбонатные, ангидритовые и цеолитовые; состав их иногда выявляет некоторую зависимость от состава боковых пород.

Из гипогенных рудных минералов (не более 5% объема рудной массы) в прожилках или в рассеянных вкраепленниках встречаются пирит, халькопирит, борнит, энаргит, блеклые руды, висмутин, молибденит, галенит, сфалерит, магнетит, спекулярит, менее и реже гибнерит, шеелит, кассiterит, золото и некоторые другие еще более редкие минералы. Минералы в рудах, как правило, образуют несколько поколений; обычно они мелкозернисты, вплоть до «пылевидных».

Гидротермальные преобразования вмещающих пород разнообразны. Они зависят от состава рудоносных растворов, а также от первичного состава пород. Наиболее обычны окварцевание (но не в сиенитах), серицитизация, гидрослюдизация и аргиллизация; биотитизация и калишпатизация (развитие адулита и ортоклаза) более специфичны для пород сиенитовой ветви. Некоторые месторождения сопровождаются турмалинизацией, альбитизацией, хлоритизацией и флюоритизацией

(редко). При наиболее поздних и низкотемпературных стадиях гидротермального метаморфизма пород наблюдается их карбонатизация и цеолитизация.

Породы вне прожилков и обломки брекчий, как правило, пиритизированы и содержат рассеянную вкраепленность сульфидов. На некоторых месторождениях (Каджаран и др.) прожилково-вкраепленное оруденение не совпадает с зонами гидротермально трансформированных пород, а на Дальнем месторождении в слабо серицитизированных и окварцованных породах кондиционных руд в 4—6 раз больше, чем в существенно кварцевых метасоматитах (Павлова, 1971; Покалов, 1972).

Руды большинства промышленных месторождений комплексные. Так, из молибденовых руд месторождения Кляймекс попутно извлекаются олово (кассiterит) и вольфрам (вольфрамит и шеелит), а также рений, заключенный в молибдените. Из многих молибден-медных месторождений попутно получают золото, серебро, висмут, теллур, иногда свинец и цинк, а также пиритовые концентраты.

Среднее содержание молибдена в месторождениях Кляймекс и Хайдерсон соответственно равно 0,15 и 0,249%; в молибден-медных месторождениях обычное среднее содержание меди равно 0,5—1,2%, изредка 2—3%, при среднем содержании молибдена 0,01—0,05%. В двух крупнейших месторождениях Британской Колумбии среднее содержание меди равно всего 0,373 и 0,427%, а молибдена 0,014—0,016%, при действительных запасах руд 358 и 293 млн. т. (Wigle, 1972).

Штокверковые месторождения разрабатываются карьерами, изредка высокопроизводительными подземными системами, обеспечивающими рудой обогатительные фабрики с производительностью 30—35 тыс. т руды в сутки. Это долгоживущие предприятия, обеспеченные запасами руды на много лет.

Заключая характеристику и оценку перспектив Востока СССР, следует подчеркнуть, что азиатская ветвь Тихоокеанского рудного пояса в целом изучена в отношении распространения месторождений медно-молибденово-порфировой формации несравненно меньше американской. Еще недавно открыты месторождения медно-порфировых руд на Филиппинах (Gervasio, 1971), Тайване (Po, Loe, 1971), Новой Гвинеи (Page, 1971; Knight et al., 1971). В Японии они до последнего времени не были известны: там контрастно сочетаются месторождения молибденитово-кварцевой формации и медно-колчеданные. Первые приурочены к сиалическим блокам с развитием гранитов, вторые — к зонам распространения основных и средних вулканитов различного возраста (от девона до миоцена), не претерпевших внедрения интрузий (Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961; Ishihara, 1972_{1,2}).

Таким образом, проблема поисков медных и медно-порфировых руд на Востоке СССР в целом находится лишь на раннем этапе своего разрешения. При решении ее нельзя просто копировать примеры американской ветви Тихоокеанского пояса, так как азиатская ветвь не является ее зеркальным отражением, а по условиям формирования резко отлична, что подчеркивает планетарную асимметрию пояса. Как указывалось, в пределах внутренней зоны пояса здесь месторождения связаны не с монцонитоидами, а чаще с диоритами, они редко (или в небольшом количестве) содержат молибден и в притихоокеанской зоне представлены крайним медным вариантом этого биметаллического формационного ряда (с удалением в глубь континента возрастающей роли молибдена). Для медных месторождений не характерно вторичное обогащение, слабо выражена зона окисления и ее минералогические признаки на выходах, поскольку рудные элементы часто

выщелочены. Эти особенности затрудняют поиски. Однако в результате открытий последних лет и здесь намечен пояс медных и молибден-медных порфировых месторождений, протягивающийся как по островам, так и на континенте. Каждующийся «безрудный проовет» в этом поясе представляет собой лишь Восток СССР, что, конечно, объясняется не геологическими его особенностями, а недостаточным пока вниманием к поиску и отсутствием опыта в выявлении этого типа руд. Руды этих месторождений невзрачны на вид и не привлекают внимания геологов, имеющих дело с поиском богатых руд, поэтому месторождения пропускаются или неверно оцениваются, чему иногда способствуют и спектральные анализы руд, результаты которых не проверены другими, более совершенными, методами.

Важная роль при поиске принадлежит составлению средне- и крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт с отображением на них структурных, магматических (петрологических), минералогических и геохимических признаков, подлежащих обсчету на ЭВМ. Большую помощь в поиске может оказать изучение ореолов рассеяния меди, серебра, золота, молибдена. Для эффективно проведенного поиска на многих объектах необходимы буровые скважины, поскольку на поверхностных выходах рудные элементы нередко значительно выщелочены.

При мобилизации усилий геологов и должном внимании к новому для Дальнего Востока типу оруденения, несомненно, будут открыты и здесь промышленные месторождения медной и молибден-медной порфировой формации, часть из которых привлекает внимание наличием в них благородных металлов, висмута и других ценных компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

Бертельс-Успенская И. А., Брюханов В. Н., Быбочкин А. М., Любимова М. В., Сафонов Д. С. Геолого-экономический обзор горнорудной промышленности Перу, Чили и Боливии. М., Изд-во ВИЭМС, 1972.

Быховер Н. А. Экономика минерального сырья. М., «Недра», 1971.

Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964.

Геология и минеральные ресурсы Японии. М., ИЛ, 1961.

Колотухина С. В., Григорьева Л. А., Клаповская Л. И., Первухина А. Е., Потемкин Н. В. Геология месторождения рудных элементов Южной Америки. М., «Наука», 1968.

Косов Б. М., Остроменецкий Н. М. Геолого-экономическая характеристика основных месторождений полезных ископаемых Чили. М., ОНТИ ВИЭМС, 1968, № 16.

Кузнецов В. А. О состоянии и задачах учения о рудных формациях. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 8.

Литвин А. И., Матвеенко В. Т. О молибденовом оруденении Северо-Востока СССР. Магадан, 1958. (Труды ВНИИ-1. Сер. геол., вып. 34).

Матвеенко В. Т. Очерт эндогенной металлогенеза Северо-Востока СССР. Магадан, 1960. (Труды ВНИИ-1, Сер. геол., вып. 64).

Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Павлова И. Г. Основы научного прогноза месторождений твердых полезных ископаемых. Вып. VII. Медно-молибденовые месторождения. М., Изд-во СЭВ, 1971.

Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972.

Радкевич Е. А. Металлогенез Приморья. — «Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии», М., Изд-во АН СССР, 1958, вып. 19.

Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Лобанова Г. М. Геология и металлогенез типовых рудных районов Приморья. — «Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии», М., Изд-во АН СССР, 1962, вып. 58.

Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование. — «Геол. рудных месторожд.», 1974, № 1.

Смирнов С. С., Цареградский В. А. Северо-Восток Азии, его металлогенез и оловопосность. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 5.

Хрущев Н. А. Оценка месторождений при поисках и разведках. Вып. 19. Молибден. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Шагинян Р. Г. Условия формирования и закономерности размещения медно-молибденовой минерализации Дастанкертского рудного поля (Малый Кавказ). Автореф. канд. дис. Л., 1972.

Щербина В. В. Геохимия олова. — «Геология олова». М., Изд-во АН СССР, 1947, вып. 82.

Gervasio F. C. Ore deposits of the Philippine "Mobile Belt". — In: Twelfth Pacific Science Congress. Record of proceedings. Canberra, Australia. Pacific Sci. Ass. Vol. 1, Abstracts of Papers, 1971.

Guild Ph. W. Metallogeny and the New geologic tectonics. — In: Int. geol. Congr. XXIV sess., sec. 4. Mineral Deposits. Montreal, 1972.

Ishihara S. Structural Factors Controlling Formation of Molybdenum Deposits. — In: Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3, Proc. Ima-Iagod Meetings'70, Iagod vol., 1971.

Ishihara S. Molybdenum and Tungsten Provinces in the Japanese Islands-North American Cordillera. — In: Twelfth Pacific Science Congress. Record of proceedings. Canberra, Australia. Pac. Sci. Ass., vol. 1, Abstracts of Papers, 1971.

Knight C. L., Fraser R. B., Baumer A. Geology of the Bougainville Copper Oreboby, New Guinea. — In: Twelfth Pacific Science Congress. Record of proceedings. Canberra, Australia. Pac. Sci. Ass., vol. 1, Abstracts of Papers, 1971.

Page R. W. Ages of Emplacement and Mineralisation of Economic mineral Deposits in the New Guinea-Solomons Region. — In: Twelfth Pacific Science Congress. Record of proceedings, Canberra, Australia. Pac. Sci. Ass., vol. 1, Abstracts of Papers, 1971.

Po M. H., Lee V. C. Copper Deposits in Eastern Taiwan, China. — In: Soc. Mining Géol. Japan, Spec. Issue 3, Proc. Ima-Lagod Meetings'70 Iagod vol., 1971.

Ruiz C. F. Geología y jacimientos metallíferos de Chile. Santiago. — Ist. de invest. geol. Chili, 1965.

Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. — "Econ. Geol.", 1972, vol. 67, № 2.

Sutherland-Brown A., Catro R. J., Pontelev A., Ney C. S. Metallogeny of the Canadian Cardillera. — "The Canad. Mining and Metallur. Bull.", 1971, vol. 64, № 709.

Tan L. P. Some Aspects of Metallogenesis of Taiwan. — In: Twelfth Pacific Science Congress. Record of proceedings. Canberra, Australia. Pac. Sci. Ass., 1971, vol. 1, Abstracts of Papers.

Titley S. R. Mesozoic Paleotectonic Environment of the Porphyry Copper Deposits of Southwestern North America. — Intern. Ass. of the Genesis of Ore Deposits. — In: Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3, Proc. Ima-Iagod Meetings'70, Iagod vol., 1971.

Wigle F. P. Molibdenum. — "Can. Mining Journ.", 1972, vol. 93, № 2.

В. И. СОТНИКОВ, А. П. БЕРЗИНА, Е. И. НИКИТИНА,
А. А. ПРОСКУРЯКОВ, В. А. СКУРИДИН

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗУЮЩЕГО ПРОЦЕССА МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЙ ФОРМАЦИИ

В течение ряда лет в Лаборатории рудных формаций ИГиГ СО АН СССР, возглавляемой академиком В. А. Кузнецовым, на основе детального анализа различных продуктов эндогенного процесса проводилось изучение генетических особенностей и физико-химических параметров рудообразующих процессов месторождений медно-молибденовой рудной формации Сибири, Средней Азии и МНР. Некоторые итоги этих исследований приводятся в предлагаемой статье.

В применении термина «медно-молибденовая рудная формация» в настоящее время нет единства. Существуют и другие термины, объединяющие вообще одни и те же месторождения. В частности, широко распространен термин «медно-порфировые месторождения», наиболее часто употребляющийся американскими исследователями. Несмотря на широкую распространенность, этот термин вряд ли можно признать удачным, особенно если учесть, что сюда же часто включаются

ются и существенно молибденовые месторождения. Да и на медных месторождениях этого типа роль молибдена (особенно в экономическом отношении) обычно значительна. К тому же между «медно-порфировыми» и «молибдено-порфировыми» (как их иногда называют) месторождениями в геологическом и генетическом плане отмечается значительное сходство. Термин «медно-порфировые месторождения» отражает скорее всего подход к систематике с позиций медного оруденения.

Учитывая общий медно-молибденовый геохимический профиль месторождений, имеющиеся отклонения к существенно молибденовым, с одной стороны, и существенно медным месторождениям, с другой, их генетическую общность и базируясь на существующих представлениях о рудных формациях, нам кажется целесообразным все эти месторождения объединять в единую медно-молибденовую формацию с возможным подразделением на молибденовую, медно-молибденовую и существенно медную субформации.

В целом под медно-молибденовой рудной формацией нами понимается группа месторождений прожилково-вкрашенных руд, обладающих устойчивым составом главных рудных и жильных минералов (пирит на ранней стадии, магнетит, халькопирит, молибденит, в отдельных случаях борнит, энаргит, халькозин, кварц, калишпат) и характеризующихся широким и интенсивным проявлением гидротермального изменения вмещающих пород (от ранней калишпатизации к процессам кислотного выщелачивания — окварцеванию, аргиллизации), развивающегося в тесной связи со становлением относительно малоглубинного комплекса субвулканических пород (обычно порфирового типа). Последняя связь скорее всего должна рассматриваться как парагенетическая.

В качестве характерной особенности рассматриваемых медно-молибденовых месторождений следует отметить широкое развитие на них процессов эксплозивного брекчирования. К сожалению, при относительно хорошей общегеологической изученности брекчий на генетические и физико-химические особенности процесса эксплозивного брекчирования до последнего времени практически не обращалось внимания. Поэтому фактически выпадало целое очень важное в генетическом отношении звено в общей цепи развития эндогенного процесса на медно-молибденовых месторождениях. Этим и обусловлено значительное внимание, уделенное в статье эксплозивным брекчиям с позиций анализа их вещественного и минерального состава, генетических и физико-химических особенностей процесса брекчирования.

Наряду с очень слабо изученным эксплозивным брекчированием, значительное внимание обращается на широко проявленные процессы метасоматоза. Последнее обусловлено также относительной простотой минерального состава руд, несущих, как правило, более ограниченную информацию по сравнению с высоко информативными метасоматитами. К тому же рудная минерализация как по своему объему, так и по временному интервалу образования занимает довольно скромное место среди других производных (особенно метасоматитов) очень сложного и длительного эндогенного процесса. В целом в работе последовательно анализируются особенности и условия развития магматических образований, эксплозивных брекчий, метасоматитов и рудных продуктов.

МАГМАТИЗМ

Рассматриваемое медно-молибденовое оруденение наблюдается в тесной пространственной и временной связи со становлением многофазных субвулканических комплексов, проявившихся преимущественно в период активизации тектонических структур. Анализ субвулканических

комплексов, приведенный на примере некоторых рудных узлов Восточного Забайкалья, показал, что они являются характерными представителями «внегеосинклинального» или «сводово-разломного» (Кузнецова, Яншин, 1967) магматизма зон вторичной активизации области завершенной складчатости и древней консолидации.

Особенности проявления субвулканического магматизма в рудных полях медно-молибденовых месторождений. Исследования Забайкалья последних лет (Нагибина, 1963; Щеглов, 1966, 1968; Казицын и др., 1967; и др.) показали, что массивы субвулканических гранитоидов и сопровождающие их многочисленные дайковые образования приурочены к зонам мезозойской активизации древних складчатых структур. Геологическое развитие древних структур в мезозое было очень сложным и своеобразным: в это время происходит образование наложенных прогибов, выполненных терригенными и вулканогенными отложениями различного возраста. Прогибы, образование которых сопровождалось проявлением магматизма, развивались на разнородном фундаменте как в пределах байкальской, так и каледонской складчатых областей. Они ограничены крупными региональными разломами, причем разломы представляют собой активизированные в мезозое древние нарушения, по которым отложения контактируют с фундаментом. Эти же разломы служили подводящими каналами для внедрения субвулканических интрузивов. Становление субвулканических тел происходит вне прямой связи с вулканической деятельностью, и лишь в отдельных случаях часть расплава прорывалась на поверхность, образуя эфузивную фацию.

Наиболее отчетливо связь эфузивного и интрузивного магматизма проявилась в пределах Бугдайнского рудного поля Восточного Забайкалья. Штоки гранит-порфиров расположены в зонах сочленения выступа палеозойского фундамента с юрским прогибом. Прогиб выполнен прибрежно-континентальными отложениями нижней и средней юры, мощность которых достигает 2–3 км. По данным Н. Д. Тихонова (1962) и других, на размытой поверхности нижнеюрских отложений несогласно залегает толща верхнеюрских эфузивов, с которой пространственно и генетически связаны многочисленные дайки и некки. Мощность верхнеюрских эфузивов 500 м. Дайки и некки по составу неодинаковы, в основном в районе преобладают дайки, сложенные роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами. Они выполняют подводящие каналы вулканических аппаратов трещинного типа, которые сформировали толщу андезитовых эфузивных порфиров. Некки сложены эфузивными кварцевыми порфирами, переходящими на глубине 250–300 м в гранит-порфир. С некками пространственно связаны покровы кварцевых порфиров. Непосредственно в пади Бугдая палеозойские граниты прорваны двумя крутопадающими телами экструзивных порфиров, выполняющих жерло вулканического аппарата. Западнее и южнее вулканического жерла сохранились остатки эфузивных кварцевых порфиров и их туфов. На контакте с вмещающими породами (гранитами палеозоя) кварцевые порфирь основного жерла сопровождаются эруптивными брекчиями, которые представлены фельзит-порфирами с обломками оплавленных гранитов и кварцевых порфиров.

К северу- и северо-востоку от Бугдайнского месторождения в Шахтаминском рудном узле, в зоне сочленения палеозойского фундамента и юрского прогиба вскрываются интрузивные образования мезозойского магматического этапа, которые расчленяются на два разновозрастных комплекса. К первому — шахтаминскому — относится крупный Шахтаминский плутон и несколько сравнительно небольших массивов (Сидоренко, 1961; Сотников, 1961; Тихомиров и др., 1964; и др.). Массивы характеризуются многофазовым строением и сложены в основном биотит-роговообманковыми гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, а также монцонитами и габбро. Возраст комплекса — среднеюрский. Гра-

нитоиды Шахтаминского массива являются вмещающими породами месторождения. Ко второму, верхнеюрскому субвулканическому комплексу относятся штоки и дайки разнообразных порфировых пород: гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, лампрофиры, которые образуют пояс шириной 5—7 км, пересекающий Шахтаминский массив в субширотном направлении. Дайки и штоки контролируются зонами повышенной трещиноватости и тектоническими нарушениями, отражающими древние разломы фундамента. С этапом внедрения и становления субвулканических интрузий связывается проявление эксплозивных брекчий и основного жильного и прожилково-вкрапленного молибденового оруднения (Сотников, 1960).

Многочисленные штоки субвулканических гранит-порфиров и сопровождающие их дайковые тела развиты в Амананско-Бушулейской и Давендинской зонах региональных разломов и оперяющих их более мелких нарушений. Штоки располагаются в виде цепочки, прослеживающейся на десятки километров. Цепь эта прерывиста и отдаленные ее звенья кулисообразно заходят друг за друга.

Так, в пределах Амананско-Бушулейского регионального разлома северо-западного простирания в зоне сочленения с тектоническими нарушениями субширотного направления расположено Жирекенское медно-молибденовое месторождение. Этот тектонический узел — место проявления различных магматических комплексов. Непосредственно в строении рудного узла участвуют породы нижнемезозойского (амананского) интрузивного и верхнемезозойского (жирекенского) вулкано-плутонического комплекса. Наиболее распространены породы амананского комплекса — средне-крупнозернистые биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, слагающие крупный Бушулейский массив. Жирекенский вулкано-плутонический комплекс распространен несколько ограниченно. Его ранние фазы представлены дайками диабазовых, диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, являющихся корнями размытых эфузивов (Мельникова, Судариков, 1970). Интрузивная фаза жирекенского комплекса проявилась в виде штоков субвулканических гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, мелкозернистых гранитов. Дайковая фация представлена многочисленными телами диоритовых порфиритов, гранодиорит-порфиров. С субвулканическими гранитоидами тесно ассоциируют тела эксплозивных брекчий (Сотников, Скуридин, 1967).

Широкое развитие верхнеюрских субвулканических гранитоидов и дайковых образований наблюдается в Северо-Восточном Забайкалье, в рудных полях Давендинского, Костромихинского, Ключевского месторождений и за их пределами. Детально исследованный Ю. В. Казицким и др. (1967) амуджиканский подкомплекс объединяет многочисленные интрузивно-экструзивные тела, для которых устанавливается тесная связь с эфузивами. В этот же подкомплекс включены выделенные М. Б. Бородаевской (1956) малые интрузии. В северной части Давендинского рудного узла (по кл. Медвежьему) наблюдается молибденовое оруднение в верхнеюрских эфузивах.

Интрузивные и экструзивные тела имеют небольшие размеры (от 1 до 10 км²). Форма тел при детальном изучении всегда оказывается сложной, с многочисленными апофизами; часто форма определяется тектоническими нарушениями разного направления.

Среди субвулканических образований особо выделяются сложно построенные дайки (с изменением состава по мощности и по простиранию). Их характерной особенностью является симметричное строение: чередование зон от зальбаандов к центру. Однако симметричность не выдерживается в мощностях зон. Отдельные зоны иногда выпадают. Краевые зоны обычно представлены лампрофирами, центральные — гранодиорит- и гранит-порфирями. Все разновидности пород, слагающие

сложные дайки, как и соответствующие им дайки простого строения, генетически взаимосвязаны (Скуридин и др., 1972).

Становление субвулканических комплексов происходит в несколько фаз от основных и средних по составу пород к кислым. На заключительных этапах отмечается появление даек основного состава. Объем первых фаз обычно невелик; главную роль играет фаза кислых пород: гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, мелкозернистых гранитов. В некоторых случаях при образовании комплексов отдельные фазы выпадают, а иногда изменяется последовательность их становления, что свидетельствует о сложном характере развития рудного магматизма.

Петрографический состав пород штоков не отличается большим разнообразием. В основном они представлены гранодиорит-, гранит-порфирями, диоритовыми порфиритами, граносиенит-порфиритами. Дайки сложены преимущественно породами кислого (гранит-, гранодиорит-порфирь, кварцевые порфирь), среднего (диоритовые порфириты) и основного (микрогаббро, спессартиты, керсантиты, диабазовые порфириты) состава.

Петрохимические особенности пород субвулканических комплексов сводятся к следующим положениям.

1. Выделяются разновидности, пересыщенные глиноземом, и породы нормального ряда (пересчет по методу А. Н. Заварицкого, 1950).

2. Наиболее широко распространенная группа пород (гранит-порфирь, мелкозернистые граниты) характеризуется повышенным содержанием кремнезема ($S=76-81,4$), щелочных алюмосиликатов ($a=12,6-16,4$), фемических компонентов ($b=3,0-7,8$), незначительным количеством калишпатовой извести ($c=0,8-2,3$) и непостоянством отношения щелочей ($n=44,6-66,4$).

3. Группа гранодиорит-порфиров по содержанию кремнезема ($S=74,3-79,2$), щелочных алюмосиликатов ($a=12,6-17,7$) близка к гранит-порфирям, а по количеству фемических компонентов ($b=4,9-8,9$), полевошпатовой извести ($c=0,6-3,0$), отношению щелочей ($n=54,1-66,8$) приближается к группе диоритовых порфиритов.

4. Для диоритовых порфиритов характерно несколько меньшее содержание кремнезема ($S=71,1-77,0$), повышенное количество щелочных алюмосиликатов ($a=12,5-16,9$), темноцветных минералов ($b=8,2-11,7$), преобладание натрия над калием ($n=55,9-73,7$).

5. Состав лампрофирами непостоянный, приближается к диоритовым порфиритам ($S=64,1-69,3$; $a=12,2-15,3$); заметно возрастает количество фемических минералов ($b=16,2-19,1$), в большинстве анализов окись натрия преобладает над окисью калия ($n=48,7-60,3$). Характерно постоянное присутствие во всех разновидностях пород элементов-примесей группы железа (содержание хрома, например, в акцессорном магнетите пород Шахтаминского месторождения достигает 2,0—2,5%).

Сравнивая составы гранитоидных пород субвулканических комплексов с вмещающими их гранитами крупных plutонов, необходимо отметить близость химических составов (см. таблицу), что позволяет предполагать вовлечение в процесс магмообразования субвулканических комплексов гранитоидных пород Бушулейского и Шахтаминского plutонов.

В магматических образованиях содержание фтора и хлора невысокое, с преимущественной концентрацией в поздних минералах, что обусловлено проявлением субвулканического магматизма в относительно открытых системах, когда возможно отделение растворов от расплава в два этапа: до кристаллизации расплава при высоких температурах (период эксплозивного брекчирования) и при относительно низких температурах после эвтектической кристаллизации (период гидротермального минералообразования).

Порода	<i>s</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>n</i>
Гранит-порфиры, мелкозернистые граниты жирекенского комплекса	77—82	11,5—15,1	3,0—7,0	1,3—2,3	45—66
	76—81	7,3—15,2	2,2—5,6	0,6—3,3	55—64
Граниты субвулканического комплекса Шахтаминского месторождения	77—79	12,7—16,4	3,3—7,8	0,9—2,1	44—61
	65—76	12,0—14,0	4,0—6,5	1,2—2,5	49—60
Граниты Шахтаминского plutona					

В позднемагматических и постмагматических минералах гранит-порфиров (например, апатите) преобладают высокотемпературные ($480—520^{\circ}\text{C}$) существенно газовые включения с повышенной ролью HCl . Присутствует CO_2 . При снижении температур гомогенизации в газовой фазе включений возрастает доля N_2 +инертных газов.

В связи с небольшой глубиной становления интрузий и проявлением их в относительно проницаемых зонах широкое развитие получили процессы дегазации, приводившие к рассеянию вещества в окружающих породах с образованием участков относительно повышенных содержаний рудных элементов, а также (при соответствующих условиях) к развитию эксплозивного брекчирования.

ЭКСПЛОЗИВНОЕ БРЕКЧИРОВАНИЕ

Эксплозивная деятельность является характерной особенностью развития эндогенных процессов в относительно близповерхностных зонах земной коры. За последние 10—15 лет брекчи были обнаружены на месторождениях различных формационных типов. Что касается непосредственно медно-молибденовых месторождений, то здесь следует отметить, что к настоящему времени практически нет более или менее крупных (относительно хорошо изученных) месторождений, на которых не были бы выявлены эксплозивные брекчи. В частности, в 1973 г. эксплозивные брекчи были выявлены нами на ряде медно-молибденовых месторождений Армении (Каджаран, Агарак, Анкаван).

По мере накопления фактического материала по геологии эндогенных рудных месторождений были установлены некоторые общие закономерности проявления брекчий. Выяснилась большая роль эксплозий в формировании месторождений, их тесная пространственно-временная сопряженность с магматизмом и рудообразованием. Это обстоятельство повысило дальнейший интерес к исследованию подобных брекчевых образований.

Вместе с тем до настоящего времени понятие «эксплозивные брекчи» во многом остается терминологически неопределенным. Различны и названия, которые даются брекчиям, развитым в пределах месторождений. Обычно эти названия отражают и способ образования, и морфологию брекчевых тел, и генетическую сторону процесса брекчирование. В своей работе мы придерживаемся термина «эксплозивная брекция» в тех случаях, когда имеются достоверные признаки эксплозивного брекчирования независимо от формы проявления брекчевых тел и состава слагающего их материала, т. е. этот термин отражает один из способов образования брекчий. При этом мы ориентируемся на перевод слова «explosion» — «взрыв», происходящего от латинского «explodo» — «прогоняю с шумом» (БСЭ, 1956).

Геологическое положение эксплозивных брекчий в структурах месторождений. Морфологические особенности брекчевых тел. Боль-

шинством исследователей отмечается приуроченность брекчевых тел к зонам региональных разломов, к узлам пересечения и сопряжения разрывных структур, контактам разновозрастных интрузий и т. д. Характер вмещающих структур во многом определяет и морфологические особенности брекчевых образований, обычно представленных простыми по морфологии жильными, дайкообразными, трубчатыми и штокообразными телами.

В аналогичной структурной обстановке проявляются эксплозивные брекчи и на месторождениях медно-молибденовой рудной формации. Здесь также в большинстве случаев довольно отчетливо отмечается приуроченность брекчий к тектонически ослабленным зонам, конфигурации которых обычно определяют морфологию брекчевых тел. Так, на Шахтаминском месторождении в разное время было выявлено несколько тел эксплозивных брекчий, представленных двумя морфологическими типами — штокообразным и жильным.

Самое крупное штокообразное тело брекчий (В. В. и К. Б. Кепеникесас, 1964) приурочено к участку сочленения двух крупных тектонических зон субмеридионального и субширотного простираций и прорывается штоком гранит-порфиров. В плане (по реконструкции) тело имеет изометрическую форму с размером 500×650 м и прослежено на глубину до 245 м. В этом интервале для него характерна трубообразная форма с многочисленными апофизами и заливами в сторону вмещающих шахтаминских гранитоидов. Установлены пересечения брекчий дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порfirитов и лампрофиров, а также рудными жилами. В то же время среди обломков брекчий встречаются диоритовые порfirиты, аналогичные дайкообразным образованиям рудоносного субвулканического интрузивного комплекса. Подобные противоречивые взаимоотношения объясняются многоактным характером развития брекчевого тела. На этом же месторождении в подземных горных выработках центральной и восточной частей были выявлены «жильные» тела эксплозивных брекчий, удаленные от описанного выше крупного штокообразного тела брекчий на 1—1,5 км и приуроченные к тем же субширотным разрывным нарушениям, которые в пределах месторождения контролируют размещение порfirитовых даек и рудных жил (Сотников, 1961). Мощность «жильных» брекчевых тел, имеющих четкие контакты, колеблется от нескольких до первых десятков сантиметров, а морфологически они близки развитым здесь же дайкам и кварцево-рудным жилам выполнения. Выполняющие их прямоугольной формы обломки шахтаминских гранитоидов (которые и вмещают брекчи) обычно ориентированы согласно преобладающей на площади месторождения трещиноватости субширотного простирания.

Эксплозивные брекчи Жирекенского месторождения (Сотников, Скуридин, 1967) представлены обычно кругозалегающими трубо-, линзо- и жилообразными телами, тяготеющими к зонам повышенной трещиноватости в амананских гранитоидах среди поля даек, являющихся преимущественно апофизами сложно построенного тела гранит-порfirитов субвулканического рудоносного комплекса, вскрытого в северной части месторождения. Мощность брекчевых тел, судя по скважинам, колеблется от сантиметров до первых десятков метров.

В пределах Алмалыкского рудного района известны (Сотников и др., 1975) многочисленные тела эксплозивных брекчий, состав и морфологические особенности которых зависят от их положения в геологических структурах района, удаленности от штоков порfirитов, глубины эрозионного среза. В одних случаях это крупные изометрические тела грубообломочных пород, приуроченные в виде цепочек к зонам региональных разломов северо-западного простирания. В других — линзо- и дайкообразные тела мелкообломочных брекчий в приконтактовых зонах гранодиорит-порfirитов. Наконец, выделяются линейные зоны брекчи-

рования, приуроченные к участкам сопряжения региональных разломов с разломами субширотного и северо-восточного простираций.

Внутреннее строение, вещественный состав и минералогия брекчийевых тел. Эксплозивные брекчи, как правило, сложены в различной степени преобразованными обломками пород, непосредственно вмещающими брекчевые тела, и цементирующим материалом, представляющим собой те же тонкоподробленные и перетертые породы. Значительно реже в составе брекчий устанавливаются окружающие породы ближайшего района, не являющиеся непосредственно вмещающими (чаще фиксируется транспортировка обломков из нижних горизонтов). И, наконец, очень редко отмечаются обломки, объяснить присутствие которых по имеющимся геологическим данным по району не всегда представляется возможным.

Наибольшим разнообразием состава обломочной части отличаются брекчевые тела многоактного становления, например, рассмотренное выше крупное штокообразное тело брекчий Шахтаминского месторождения. В нем преобладают обломки размером от 0,2 до 15—20 см пород Шахтаминского массива (граниты, граносиениты, гранодиориты), непосредственно вмещающего брекчевое тело. Обломки чаще изометричной формы и заметно калишпатизированы (особенно мелкие). Встречаются обломки гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов ранних фаз субвулканического комплекса. В составе брекчий отмечены обломки гранитов более древнего палеозойского (аленуевского) комплекса, вмещающих Шахтаминский массив, а также обломки сильно измененных диабазовых порфиритов и мелкозернистых диабазов, являющихся, очевидно, реликтами даек, сопровождающих палеозойские интрузии. Изредка встречаются обломки гнейсовидных гранитоидов, не отмеченных в ближайшем районе. Цемент — тонкоперетертый интенсивно биотитизированный материал упомянутых пород, превращенный в плотную роговиковоподобную массу.

Состав «жильных» брекчий Шахтамы — простой. Обломки (удлиненной, угловатой формы, размером 0,2—20—25 см) представлены исключительно шахтаминскими гранитоидами, непосредственно вмещающими эти брекчи, в значительной степени калишпатизированными. (Испытали незначительное перемещение.) Цементирующая масса — тонкоперетертый материал тех же пород, пропитанный новообразованными минералами с преобладающей ролью биотита и проникающий в виде прожилков далеко в обломки. Количество цемента колеблется от 5—20% в «жильных» до 60—70% в «штоковых» брекчиях.

По химическому составу обломки шахтаминских гранитоидов брекчий близки к вмещающим, однако они обладают повышенным содержанием железа, а также CaO, MgO и K₂O. Повышенные содержания железа, а для штокообразной брекчии также Mg и Ca особенно заметны для цементирующей части, обогащенной биотитом и магнетитом. Для цемента «жильной» брекчии повышенные значения K₂O/Na₂O — отражение проявившейся здесь ранее калишпатизации и широкого развития биотита.

Брекчи других месторождений имеют много общего с брекчиями Шахтамы, отличаясь от последних в основном составом слагающих их обломков и цемента. При этом иногда (Жирекен) в цементе брекчий отмечаются «желваки» пород с фельзитовой структурой, которые, наряду с участками криптокристаллического цемента, являются, очевидно, результатом локального плавления тонкоподробленных пород под воздействием высокотемпературного флюида в процессе эксплозивного брекчирования. Местами через обломочный материал из нижних горизонтов просачивается магматический расплав.

Минеральный состав эксплозивных брекчий определяется преимущественно набором минералов, подвергшихся брекчированию. Количе-

ство новообразованных минералов, как правило, невелико, и они тяготеют в основном к цементу брекчий. Эти минералы в отличие от однотипных минералов, сформировавшихся в иных условиях, характеризуются рядом специфических свойств, анализ которых не только имеет минералогическое значение, но и позволяет получить обширную информацию о самом процессе эксплозивного брекчирования.

Среди новообразованных минералов в брекчиях наиболее развиты кислородсодержащие минералы, обогащенные летучими (в том числе часто хлором), железом и обычно хромом и ванадием. Присутствие подобных минералов подчеркивает, с одной стороны, связь эксплозивного брекчирования с дегазацией магм на ранних высокотемпературных стадиях эндогенного процесса, с другой — участие в этом процессе глинистых источников вещества.

Постоянный минерал брекчий — магнетит, состав которого во многом соответствует составу магнетита порфиров рудоносного комплекса, со становлением которых связано проявление эксплозивного брекчирования, что еще раз подчеркивает устанавливаемую между этими образованиями генетическую близость. Так, по повышенному содержанию хрома и ванадия магнетит штокообразной брекчии Шахтаминского месторождения близок к магнетиту гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. Интересно, что на этом месторождении в экзоконтактовой зоне «сложной» порфировой дайки во вмещающих гранитоидах зафиксирован новообразованный (при воздействии флюидов, сопровождающих становление дайки) магнетит с максимальными для Шахтамы содержаниями хрома (3,77% Cr₂O₃) и ванадия (0,49% V₂O₅).

В магнетите из своеобразной кварц-биотит-плагиоклазовой (кварца 20—25%, биотита до 40%, плагиоклаза 30—37%) породы с целестином и апатитом, образовавшейся под воздействием флюидов, участвующих в процессе эксплозивного брекчирования, на подобленные вмещающие граниты под покрышкой («экраном») относительно монолитных пород (Скуридин и др., 1974), содержание Cr₂O₃ достигает 3,21%.

В эксплозивных брекчиях II этапа Обкорондинского месторождения (Сотников, Проскуряков, 1973) в значительном количестве (до 12 кг/т) обнаружен тетрагональный маггемит ($a=8,355\pm0,003$ Å; $c=25,503\pm0,003$ Å). Судя по результатам детального анализа минерала и экспериментальным данным (Никитина и др., 1975), образование маггемита происходило в окислительных условиях, существовавших в зоне брекчирования, при 330—260°. Окислительная обстановка подтверждается и проявлением «мартитизации нагревания», затрагивающей зерна магнетита в обломках гранита.

В брекчийевых телах большинства месторождений в том или ином количестве устанавливаются биотит, представленный чаще относительно высокомагнезиальной разностью, что отражает общую пониженную кислотность минералообразующей среды. Высокое отношение (Na⁺+K⁺)/Al в этих биотитах обусловлено, очевидно, повышенной активностью калия в процессе эксплозивного брекчирования. Об этом же свидетельствует отмечаемая часто (например, в эксплозивных брекчиях Шахтаминского месторождения) калишпатизация обломков гранитоидов.

Биотиты характеризуются относительно повышенным содержанием хлора. Но особенно отчетливо обогащенность хлором устанавливается для новообразованного апатита, тоже очень характерного минерала эксплозивных брекчий. Наиболееено содержание хлора (Сотников, Никитина и др., 1971) в апатите из активных брекчийевых зон (как, например, штокообразное тело брекчий Шахтаминского месторождения). При удалении от этих зон в апатите брекчий количество хлора резко сокращается (до практически полного исчезновения) при возрастании роли фтора.

Характерно неравномерное распределение (по данным электронного микрозондирования) изоморфных элементов не только между зернами апатита, но и в отдельном зерне, что, очевидно, является отражением нестабильности условий минералообразования в зоне брекчий.

Апатит характеризуется явно выраженным иттриевым составом редкоземельных элементов (только в апатите брекчий зафиксировано присутствие наиболее «кислого» члена ряда лантаноидов — лютеция, что сближает его с апатитом грейзенов молибден-редкометально-вольфрамовой рудной формации). Это обусловлено, по-видимому, фракционированием редкоземельных элементов (Бородин, 1965), когда в условиях относительно повышенной щелочности среды наиболее подвижными оказываются иттриевые редкие земли. Такие условия создавались в зонах эксплозивных брекчий на ранних стадиях. Наименее основные редкоземельные элементы образовывали при этом хорошо растворимые комплексные соединения, которые, мигрируя в зоны пониженной щелочности, разрушались и способствовали кристаллизации апатита с преобладающей ролью иттриевых земель.

В зонах брекчий часто наблюдаются бурье (до черного) разности апатита, иногда с зональным распределением окрашенных полос. Отмечаются темноокрашенные кристаллы, тонко диспергированные мельчайшими кристалликами гематита. Учитывая повышенную роль газообразных флюидов в процессе эксплозивного брекчирования, можно полагать, что гематит отлагался в результате разложения летучих хлористых соединений железа при взаимодействии их с водяными парами в условиях высоких температур по схеме $2\text{FeCl}_3 + 3\text{H}_2\text{O} = \text{Fe}_2\text{O}_3 + 6\text{HCl}$.

Последним, очевидно, обусловлено и сокращение роли F с возрастанием роли группы OH, фиксируемое для преобразованного апатита в зоне брекчий. В данном случае мы имеем природный процесс, близкий к технологическому процессу получения гидроксил-апатита путем высокотемпературной обработки фтор-апатита перегретым паром (Бушинский, 1952).

Физико-химические особенности процесса эксплозивного брекчирования. Формирование эксплозивных брекчий происходило в нестабильной обстановке. Периоды относительного покоя и накопления энергии в надинтрузивной зоне чередовались с периодом паро-газовых эксплозий, что приводило к резким перепадам термодинамических параметров в системе брекчевых тел и окружающих пород, к возмущению гидродинамического и теплового режима. Нестабильность условий минералообразования в зонах брекчий отражалась на физическом состоянии растворов, их вскипании и гетерогенизации на отдельных участках с образованием локально повышенных концентраций солей, обусловливала изменение химической активности растворов, изменение pH и окислительно-восстановительного потенциала.

Эсплозивное брекчирование, как и становление многофазового субвулканического комплекса и развитие последующего гидротермального рудообразования, — процесс многоэтапный, что отражается, в частности, на температурном режиме брекчиеобразования. Для эксплозивных брекчий ранних этапов эти температуры довольно высоки и составляют для Кальмакырского месторождения 700—600°, для Сорского и Шахтаминского — 650—630°; для Обкорондинского, где эндогенный процесс был менее интенсивным, — 480—430°. Давление достигало 2000—3000 атм, что, конечно, не отражает максимально существовавшего давления в момент прорыва паро-газовой смеси. Для эксплозивных брекчий Цаган-Субурги, проявившихся в заключительный этап после становления основного медно-молибденового оруденения, температуры заметно понижены (250—220°). Брекчи, характеризующиеся интенсивной гидротермальной и механической проработкой вещества и проявившиеся в начальные эндогенные этапы, сформировались при участии относительно

высококонцентрированных, высокотемпературных газово-жидких и газообразных растворов (Шахтама, Кальмакыр). Подобные растворы, вероятно, могли существовать только вблизи остывающего магматического очага в условиях высоких температур и давлений. Эсплозивные брекчи Обкоронды формировались уже с участием относительно низкотемпературных и слабоконцентрированных газово-жидких растворов без существенного участия газовых флюидов (на данном эрозионном уровне). Здесь эрозионный срез, по-видимому, невелик, либо эксплозивные тела связаны с интрузивом, становление которого произошло в более глубинных условиях (возможно, в связи с отмиранием магматического очага). Становление брекчий на данном уровне происходило в зоне циркуляции водозных вод, в условиях высокого окислительного потенциала среды. Близкие к данным условия существовали и в относительно низкотемпературных брекчиях Цаган-Субурги, а также Соры.

В формировании ранних высокотемпературных брекчий обычно принимали участие хлоридно-щелочные растворы. Более поздние брекчи заключительных этапов характеризовались уже слабоконцентрированными хлоридно-углекислыми и углекислыми растворами. Углекислые растворы иногда несут примесь углеводородов и обладают способностью к образованию кристаллогидратов (очевидно, состава $\text{CO}_2 \cdot 5^3/4\text{H}_2\text{O}$) при положительных температурах (+8; +11°). На характер растворов влияли водозные воды, участие которых в формировании минерального состава брекчий подтверждается анализом изотопного состава аргона и углерода газово-жидких включений в минералах (Сотников и др., 1972, 1973).

В пределах отдельных месторождений отмечается большая активность хлора при эксплозивном брекчировании в центральных наиболее активных зонах и увеличение активности фтора и углекислоты с удалением от этих зон. Доля хлористого водорода сокращается и при снижении температур формирования брекчий.

Совмещение продуктов эксплозивной деятельности, магматизма и постмагматических процессов, чередующихся во времени, позволяет рассматривать их как производные единого сложного и длительного процесса развития термоактивной зоны, в котором эксплозивные брекчи занимают вполне определенное место. Временной диапазон проявления эксплозивного брекчирования довольно широк и обусловлен многофазностью порфировых комплексов. Это обстоятельство во многом и определяет сложные взаимоотношения продуктов магматизма, брекчии- и рудообразования, особенно если они являются производными разных эндогенных этапов.

Оруденение в брекчевых телах в целом локализуется эпизодически при наличии благоприятных факторов, способствующих рудоотложению. Эти факторы прежде всего зависят от истории развития брекчевых структур, глубины заложения магматической камеры, состава и объема магматических масс, насыщенности расплава летучими и его механической активности, степени водонасыщенности, литологических и физико-механических особенностей вмещающих пород и т. д. Часто к моменту рудоотложения брекчи могли оказаться плотно сцепленными и непроницаемыми для рудоносных растворов, тогда рудоотложение проходило в основном по периферии брекчевых тел. Некоторые брекчевые трубки играют роль рудопроводящих каналов, но оруденение в них не локализуется из-за высокой температуры, существовавшей в период их формирования (высокотемпературные брекчи Соры, Шахтамы, Кальмакыра и, возможно, «Северное» брекчевое тело Цаган-Субурги). Одной из важных причин отсутствия оруденения в брекчевых телах может быть плохая структурная связь их с рудоносными каналами.

В целом широкое проявление эксплозивного брекчирования в связи со становлением порфирового комплекса свидетельствует о высо-

кой флюидной активности и потенциальной рудоносности последнего и с успехом может привлекаться при поисковых и прогнозно-оценочных работах на медно-молибденовое оруденение. Отсутствие рудной минерализации, особенно в связи с высокотемпературным брекчированием, не должно восприниматься отрицательно. Ранние высокотемпературные периоды брекчирования не были благоприятны для концентрации рудных элементов (в частности, молибдена), которые, очевидно, мигрировали в брекчийевых зонах в форме газообразных соединений и рассеивались в окружающей среде, давая относительно повышенные концентрации при наличии определенных «экранов» (например, под плотной покрышкой кварцевых порфиров на участке Джаныбек Кальмакырского месторождения). В качестве одной из таких форм возможен диоксидихлорид молибдена MoO_2Cl_2 , обладающий высокой летучестью, химической и термической прочностью. Подобная рассеянная минерализация, наряду с минерализацией, сопровождающей «метасоматическое пропаривание» вмещающих пород, могла служить хорошим источником рудного вещества при последующих процессах активизации и мобилизации.

МЕТАСОМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

Месторождения медно-молибденовой рудной формации (особенно в случае хорошо развитого эндогенного процесса, что, в частности, отличает крупные медно-молибденовые месторождения) характеризуются интенсивными метасоматическими процессами, вызывающими формирование громадных объемов метасоматитов и оказывающими существенное влияние на весь ход эндогенного процесса, в том числе и рудообразования. Этим и обусловлен тот повышенный интерес к метасоматитам, который проявляют исследователи при изучении медно-молибденовых месторождений.

Метасоматические фации и формации. Проявление метасоматических процессов в пределах отдельных групп месторождений имеет свои особенности, что, очевидно, обусловлено генетическими особенностями этих месторождений и спецификой минералообразующих растворов. С учетом специфики метасоматических фаций и их конкретных сочетаний предлагается на отдельных месторождениях метасоматиты группировать с выделением конкретных метасоматических формаций. Под формацией (Берзина, Сотников, 1972) понимается совокупность фаций единого гомологичного ряда. Гомологичная совокупность метасоматических фаций, выделяемая в качестве конкретной формации, характеризуется определенной геохимической специализацией, что, наряду с другими факторами, тоже может быть использовано для более четкого и обоснованного выделения той или иной метасоматической фации, а также решения вопроса о связи ее с определенным магматизмом и оруденением. При выделении конкретных метасоматических формаций должны широко привлекаться и типоморфные особенности минералов метасоматитов.

Для рассматриваемых медно-молибденовых месторождений характерны следующие сочетания генетически взаимосвязанных метасоматических фаций: калишпатизированные — альбитизированные — серicitизированные породы (Кузнецкий Алатау); калишпатизированные — окварцованные — серicitизированные — аргиллизированные — карбонатизированные породы (Восточное Забайкалье); калишпатизированные — серicitизированные — окварцованные — пропилитизированные породы (Средняя Азия).

Как видно, во всех рассматриваемых случаях в качестве ранней метасоматической фации выделяются калишпатизированные образования, наиболее приближенные во времени к проявлениям магматизма и наиболее высокотемпературные. Однако степень их развития (на изу-

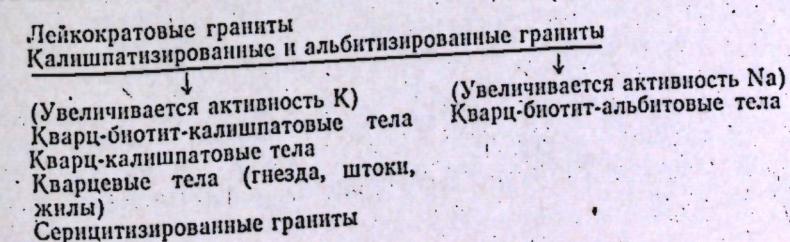
ченных месторождениях различна. Отмечено, что наиболее интенсивна калишпатизация на месторождениях, где в составе рудоносного магматического комплекса значительное место занимают породы относительно кислого состава. В этом случае широко проявленная калишпатизация обусловливает формирование крупных тел кварц-калишпатовых, кварц-биотит-калишпатовых и калишпатовых метасоматитов. На месторождениях, связанных со становлением рудоносных магматических комплексов относительно повышенной основности, преимущественно фиксируется только позднемагматическая (ранняя постмагматическая) калишпатизация, приводящая в основном к развитию метасоматических вкраплеников калиевого полевого шпата и слабых зонок калишпатизации непосредственно в магматических телах. На последних месторождениях, как правило, характеризующихся повышенной ролью меди в рудах, интенсивнее проявлены окварцованные (до формирования монокварцитов), серicitизированные и пропилитизированные образования.

Полиасцендентное развитие метасоматических процессов. В связи со сложным характером развития многоэтапного эндогенного процесса для рассматриваемых месторождений характерна (Сотников, Берзина, 1970) полиасцендентность метасоматических процессов, выражающаяся в многократном проявлении ранней щелочной, кислотной и поздней щелочной стадий и, как следствие, неоднократном образовании метасоматических фаций: калишпатизированных, альбитизированных, окварцованных, серicitизированных, аргиллизированных, пропилитизированных разностей пород. Однако при общей повторяемости фаций по отдельным эндогенным этапам намечаются и существенные отличия, заключающиеся в изменении масштабности проявления метасоматических преобразований, количественных соотношений между фациями, их роли в рудообразовании, геохимических особенностей и характера отдельных минералов метасоматитов.

Наиболее объемные метасоматические преобразования пород обычно характерны для раннего эндогенного этапа — этапа массового метасоматического «пропаривания» вмещающих пород. В последующие этапы метасоматические процессы, как правило, проявляются более локально, объем формирующихся метасоматитов заметно сокращается. И, наконец, в заключительный эндогенный этап (этап затухающей гидротермальной деятельности) метасоматизм проявляется слабо и узко локально в непосредственной близости от поздних магматических образований. В этом же направлении обычно отмечаются сокращение роли калишпатизации и возрастание интенсивности процессов кислотного выщелачивания (являющихся обычно экзотермическими метасоматическими превращениями). В заключительный эндогенный этап все метасоматические процессы постепенно затухают.

Наиболее отчетливо циклично-направленное развитие метасоматизма установлено для Сорского месторождения (Сотников, Берзина, 1966), где широко развитые метасоматиты сформировались в результате неоднократного проявления метасоматических процессов в связи со становлением лейкократовых гранитов, порфиров I и порфиров II.

С лейкократовыми гранитами (I эндогенный этап) связаны преимущественно метасоматические изменения площадного развития с формированием метасоматической колонки:



Среди метасоматитов резко преобладают калишпатизированные образования, особенно крупные кварц-калишпатовые тела. При их формировании происходит значительный привнос калия, вынос кальция, титана, кремния, железа. Состав калиевых полевых шпатов непостоянен и во многом зависит от интенсивности калишпатизации. Для калишпатов начальной стадии изменения характерны повышенные содержания натрия, кальция. В калишпатах мономинеральных образований количество этих компонентов сокращается при увеличении содержания калия.

При формировании альбитизированных пород (по неизмененным гранитам) отмечается привнос натрия и калия (активность которых, очевидно, была постоянной), происходит дальнейшее повышение активности Fe^{3+} . Продолжается вынос кальция, титана, кремния. В отличие от калишпатизированных гранитов наблюдается заметный вынос глиноzemа. Резко увеличивается активность S и в меньшей степени CO_2 .

Учитывая масштабы проявления гидротермально измененных пород, можно отметить, что метасоматические процессы I эндогенного этапа характеризовались привносом калия и выносом железа, кальция, магния, натрия, кремния. На фоне преобладающего выноса в отдельные периоды происходило частичное переотложение элементов с относительным накоплением в определенных метасоматитах: при образовании альбитизированных гранитов — натрия; серицитизированных — калия, кальция, магния; окварцованных — кремния. Отсутствие значимых связей рудных элементов с калием, алюминием и натрием свидетельствует о том, что отложение их происходило не одновременно с калишпатизацией, а скорее с последующим окварцеванием (устанавливаются, хотя и слабые, положительные связи молибдена, меди и цинка с кремнием). Высвобождаемого при калишпатизации гранитов кремнезема было вполне достаточно для обеспечения окварцевания, в том числе и формирования кварцевых жил.

Метасоматические образования, связанные со становлением порфиров I (II эндогенный этап — основной рудный), имеют как площадное, так и локальное развитие. Роль локального метасоматоза становится значительной, что обусловлено более четким проявлением трещинной тектоники на данном этапе. Колонка площадного метасоматоза аналогична таковой в лейкократовых гранитах: порфиры — калишпатизированные и альбитизированные породы — серицитизированные порфирь. По преобладанию натрия над калием, обычно характерному для измененных разностей порфиров, можно говорить о преимущественном проявлении альбитизации. Но не исключено, что с глубиной роль калишпатизации будет возрастать.

В зоне альбитизации происходит вынос кальция, калия, повышается активность S и H_2O . Вынесенное количества калия было достаточно для формирования как редких калишпатовых прожилков в порфирах, так и зон калишпатизации вдоль кварц-молибденитовых жил. К верхним горизонтам преимущественно тяготеют серицитизированные породы, характеризующиеся заметным привносом кальция, магния, железа, т. е. элементов, выщелачиваемых при ранней калишпатизации и альбитизации. На верхних горизонтах наблюдается окварцевание порфиров с заметным привносом кремнезема. Но наибольший привнос кремнезема зафиксирован для зон окварцевания лейкократовых гранитов, несущих часто значительную вкрапленность молибдениита.

Метасоматические процессы, связанные со становлением порфиров II (III эндогенный этап — заключительный), охватывают преимущественно апикальные части порфировых тел: развитие метасоматических вкраплениников калишпата, проявление альбитизации в узкой эндоконтактовой зоне.

Для Кальмакырского месторождения также можно говорить по крайней мере о трех эндогенных этапах, которые в той или иной степени характеризуются проявлением метасоматоза и имеют много общего в химизме гидротермального изменения и в развитии близких метасоматических фаций. К сожалению, в связи с неоднократным проявлением процессов изменения на месторождении и обычным совмещением метасоматических фаций трудно выделить в «чистом» виде продукты преобразования, связанные с разными эндогенными этапами. Выделение (особенно в полном объеме) метасоматитов — производных определенных этапов — по указанным причинам для большинства медно-молибденовых месторождений представляет собой сложную задачу и требует проведения детальных исследований.

Физико-химические особенности метасоматических процессов. При эндогенном процессе в условиях небольших глубин и относительно открытых систем создается благоприятная обстановка для заметного оттока тепла, что способствует интенсивным метасоматическим процессам, являющимся часто экзотермическими. Формируются громадные объемы метасоматически преобразованных пород. Выделяющаяся энергия интенсифицирует метасоматические превращения. Создаются условия для спонтанного развития процесса.

В формировании разнообразных метасоматических фаций, образующих определенные сочетания на отдельных месторождениях, принимают участие растворы различных температур, концентраций и состава.

На месторождениях Кузнецкого Алатау минералообразующие растворы существенно фторидные (на поздних этапах — фторидно-углекислотные). Калишпатизация и последующая альбитизация вызваны воздействием газообразных существенно фторидных растворов при 730—450°C и давления, превышающего 1400 атм. Серицитизация отмечается при 410—360°C под влиянием жидких растворов, которые наряду с галоидами содержат углекислоту. Рудообразование происходило при 400—220°C из жидких растворов, обедненных галоидами и обогащенных углекислотой.

На месторождениях Восточного Забайкалья растворы хлоридно-карбонатного состава. Растворы раннего периода газообразные, существенно хлоридные. Газовая фаза представлена преимущественно HCl . Температура растворов 600—400°C, давление превышает 1600—1800 атм. Образование аргиллизированных пород, широко распространенных на месторождениях, происходило под воздействием жидких растворов, содержащих CO_2 и HCl , при 430—350°C. Рудообразующие растворы — в основном углекислотные. Температура 410—320°C. Давление >600—800 атм.

На месторождениях Средней Азии растворы существенно хлоридного состава. Постоянно фиксируется присутствие хлоридов в газово-жидких включениях, а также высокое содержание HCl в газовой фазе. Калишпатизация и ранее окварцевание связаны с воздействием относительно мало концентрированных газообразных хлоридных растворов при 800—600°C. При температуре около 400°C происходило кипение растворов, что привело к образованию высококонцентрированных растворов. При серицитизации растворы жидкие, слабоконцентрированные (350—280°C). Для ранних высокотемпературных существенно газообразных флюидов (сопоставимых с флюидами в зонах брекчирования) характерна высокая роль HCl (для месторождений Сорского типа — HF). При снижении температуры отмечается сокращение роли HCl в газовой фазе и увеличение относительных содержаний CO_2 , N_2 + редких газов. Отложение рудных минералов происходит в основном из существенно углекислотных жидких растворов.

При оценке рудоносности метасоматических образований необходимо учитывать многоэтапность проявления метасоматических процессов

с совмещением разновозрастных продуктов. В общем случае в процессе разрастания зон существенного выщелачивания оснований за счет продвижения фронта изменения следует, очевидно, ожидать перемещение рудного вещества в зоны относительно менее измененных пород.

Широко развиты процессы активизации и мобилизации рудных компонентов ранних метасоматитов, занимающих, как правило, громадные объемы. Этому во многом благоприятствует легко выщелачиваемая форма нахождения рудных элементов в этих метасоматитах (в частности, межзерновые и поровые растворы, газово-жидкие включения).

В целом, в том или ином количестве рудная минерализация сопровождает практически все метасоматические фации, однако наиболее концентрированная рудная минерализация (особенно молибденовая) более характерна для метасоматических фаций, формирующихся в условиях слабощелочной — слабокислой среды. На окончательное распределение рудной минерализации в метасоматитах заметное влияние оказывают эндогенные процессы.

Об общем характере развития рудного процесса. Проявление рудной минерализации на рассматриваемых месторождениях также имеет поликардиентный характер. Если базироваться на трех этапах, выделенных для Сорского месторождения, то развитие рудной минерализации может быть представлено в следующем виде.

Ранний (I) этап — этап интенсивного «пропаривания» окружающих пород с развитием больших объемов метасоматитов и проявлением преимущественно рассеянной рудной минерализации. Ореол повышенных содержаний рудных элементов выходит далеко за пределы относительно хорошо проявленных изменений вмещающих пород, как бы создавая внешнюю зону эндогенного рассеяния. Общий объем рудного вещества, рассеянного во вмещающих породах, заметно превосходит его количество, концентрирующееся в рудных телах. Минералообразование на данном этапе шло в условиях относительно высоких температур при активном участии в растворах газовой составляющей. Локализация рассеянного молибдена в виде относительно легко выщелачиваемых форм явила благоприятным фактором для его последующей активизации и мобилизации.

Последние процессы были во многом характерны и для II эндогенного этапа — концентрированного рудоотложения с формированием основных рудных тел месторождения. Степенью проявления данного этапа во многом обуславливается экономическая ценность рассматриваемых месторождений. Однако рудная база на многих из них в значительной мере была подготовлена уже в ранний этап.

Наконец, в заключительный (III) этап имело место образование редких маломощных кварц-молибденитовых и кварц-флюорит-пиритовых прожилков, при формировании которых значительную роль играли явления регенерации, сопровождающие становление порфиров II.

Роль активизации в перераспределении вещества иногда не ограничивается рассмотренными эндогенными этапами. В связи с положением месторождений в зонах активизации влияние указанного фактора может сказываться и в последующее время под воздействием поздних геологических процессов. В частности, на Соре поздние девонские дайки диабазовых порфиритов и ортофиров в пределах месторождения испытывают влияние метасоматоза, имеющего много общего с метасоматическими преобразованиями, сопровождающими рудный процесс, и вызывают (хотя и незначительное) переотложение рудного вещества.

Интересные данные по активизации и мобилизации рудного вещества приводятся по району Шахтаминского месторождения (Таусон и др., 1968, 1971), Кудикану (Козлов, Рощупкин, 1965) и отмечены авторами для Давендинского месторождения. В экономическом отношении

среди месторождений рассматриваемой группы наиболее благоприятны именно поликардиентные месторождения с развитием всех трех отмеченных этапов (или групп этапов, характеризующихся указанными закономерностями).

Для рудного процесса (особенно в этап основного рудообразования) характерно регressive развитие со ступенчатым снижением температуры минералообразования и сменой окисного оруденения (наиболее типичного для периода эксплозивного брекчирования и высокотемпературного минералообразования) сульфидным.

В ранние периоды минералообразования на ряде месторождений (Жирекен, Шахтама, Обкоронда, Кальмакыр) проявляется вольфрамовая минерализация в виде шеелита и реже вольфрамита. Следует отметить, что на грейзеновых месторождениях мы имеем обратные соотношения между молибденовой (проявляющейся раньше) и вольфрамовой минерализацией.

В заключительный период эндогенного процесса медно-молибденовые месторождения характеризуются свинцово-цинковой минерализацией, масштабы которой в целом незначительны. Наряду с этим отмечаются месторождения (Шахтама, Бугдая) с заметно повышенной ролью Pb и Zn в рудах (Сотников, 1960; Дружинин и др., 1963; Томсон и др., 1964). Однако, учитывая характер пространственно-структурных взаимоотношений минеральных ассоциаций на последних месторождениях и принимая во внимание результаты свинцово-изотопных исследований (Тычинский и др., 1970), можно, очевидно, предполагать принадлежность проявленных здесь разновозрастных минеральных типов к различным рудным формациям.

На месторождениях с повышенной ролью Pb и Zn широко развиты поздние карбонаты. Для других медно-молибденовых месторождений карбонатная минерализация мало характерна.

Несколько выделяется Сорское месторождение, для которого отмечается интенсивное проявление фтористых минералов, не только флюорита, но и ряда относительно редких образований (геарксутит, криолит). Для других месторождений фтор нехарактерен. Очевидно, с понижением фторной специализацией медно-молибденовых месторождений связана и незначительная геохимическая роль марганца, типичного для грейзеновых месторождений.

В целом эндогенному процессу на медно-молибденовых месторождениях в идеализированном плане присуща такая последовательность проявления минеральных ассоциаций: кварц-гематит-магнетитовая (иногда с хлоритом и, возможно, турмалином); кварц-молибденитовая и кварц-молибденит-халькопиритовая (в зависимости от геохимической специализации месторождения преобладает та или другая ассоциация, часто они усложняются; однако основной набор минералов, включая сюда и пирит, обычно сохраняется; на существенно молибденовых месторождениях проявляются две близкие по минеральному составу молибденитсодержащие ассоциации, вторая из которых образовалась, очевидно, в результате динамо- и термометаморфических преобразований первой); кварц-пиритовая и кварц-пирит-полиметаллическая (в случае Соры — с флюоритом); карбонатно-халцедоновая. По отдельным этапам эти ассоциации частично повторяются, но полнее они проявляются в этап основного рудообразования.

ПРЕДЛАГАЕМАЯ МОДЕЛЬ

Эндогенный процесс рассматривается как процесс сложного развития термоактивной зоны на фоне постоянно изменяющейся во времени активности магмы и термальных процессов. Субвуликанические интрузии связываются с относительно глубинными магматическими очагами

при определенном участии вещества из зон проявления локальных тепловых потоков. На уровне рудоотложения (в связи с пониженным внешним давлением) отмечается интенсивная дегазация интрузий, приводящая к рассеянию рудного вещества в окружающих породах и эксплозивному брекчированию. При более поздних процессах наблюдается активизация рассеянного вещества (в том числе стягивание его к тепловым очагам — магматическим массам и зонам экзотермических реакций). Определенный вклад в рудную минерализацию вносят растворы, генерируемые относительно глубинными зонами интрузий. Фиксируется участие водозных вод. Развитие эндогенного процесса многоэтапное.

Окончательный облик месторождений формируется в процессе многократной активизации. Основное оруденение проявляется в относительно ограниченный период времени (хотя и он может измеряться интервалом в несколько миллионов лет) максимальной активизации, развивающейся поэтапно (общее «пропаривание» окружающих пород с формированием рассеянной минерализации — концентрированное рудоотложение с участием мобилизованного вещества — локальное переотложение). В дальнейшем, как правило, имеет место только незначительная активизация вещества и его перераспределение. Общее время становления месторождений может быть очень продолжительным и определяется времененным интервалом активного состояния региона.

В экономическом отношении наиболее благоприятны полиметаллические месторождения. Здесь неоднократное внедрение магматических масс и проявление метасоматоза создавали условия, при которых были значительны активизация и последующая их мобилизация, приводившие в определенных условиях к значительной концентрации рудного вещества. В случае только одного первого этапа формировались мелкие рудопроявления преимущественно с рассеянной минерализацией.

ЛИТЕРАТУРА

Берзина А. П., Сотников В. И. О физико-химических условиях образования некоторых месторождений, связанных с субвуликаническими гранитами. — В кн.: Рудообразующая среда по включениям в минералах. М., «Наука», 1972.

Бородавская М. Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послеверхнеюрского возраста в одном из районов Восточного Забайкалья. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1956, № 6.

Бородин Л. С. Редкоземельные элементы как геохимические индикаторы при решении вопросов эндогенного минералообразования. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 7.

Большая Советская Энциклопедия. Изд. 2-е. М., 1956.

Бушинский Г. И. Апатит, фосфорит, вивианит (фосфаты кальция, их минералогия, происхождение и способы изучения). М., Изд-во АН СССР, 1952.

Дружинин А. В., Тихонов Н. Д., Зуев В. Н. Свинцово-цинковая минерализация на молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963. (Труды ИГЕМ, вып. 83).

Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950.

Казицин Ю. В., Александров Г. В., Павлов Е. Н., Шульдинер В. И., Павлова В. В. Мезозойские металлоносные интрузии Шилко-Олекминского района. М., «Недра», 1967.

Кепежинская В. В., Кепежинская К. Б. Эруптивные брекчи месторождения Шахтама в Восточном Забайкалье. — «Геол. и геофиз.», 1964, № 5.

Козлов В. Д., Рошупкина О. С. Распределение молибдена в палеозойских гранитонах Удино-Газимурского района (Восточное Забайкалье). — «Геохимия», 1965, № 12.

Кузинцов Ю. А., Яшин А. Л. Гранитоидный магматизм и тектоника. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 10.

Мельникова К. М., Судариков Ю. Ф. Геологическое строение и некоторые особенности генезиса Жирекенского медно-молибденового месторождения. — «Вопросы геологии и металлогенеза Забайкалья», Чита, Изд. Забайк. фил. геогр. об-ва СССР, 1970, вып. V.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., 1963. (Труды Ин-та геологии АН СССР, вып. 79).

Никитина Е. И., Сотников В. И., Прокуряков А. А., Архипенко Д. К., Криволушкина Л. М. О магмемите из эксплозивных брекчий Обкорондинского молибденового месторождения. — В кн.: Минералы и парагенезисы. Л., 1975.

Сидоренко В. В. Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. М., 1961. (Труды Геол. музея АН СССР, вып. 7).

Скуридин В. А., Сотников В. И., Никитина Е. И. Вопросы петрологии и минералогии сложных даек Шахтаминского месторождения медно-молибденовой рудной формации. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972.

Скуридин В. А., Сотников В. И., Никитина Е. И., Прокуряков А. А. О находке своеобразных пород, формирующихся в фронтальной части зон эксплозивного брекчирования (Жирекенское месторождение). — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 2.

Сотников В. И. О проявлении метаморфизма в рудах Шахтаминского молибденополиметаллического месторождения. — «Геол. и геофиз.», 1960, № 9.

Сотников В. И. Некоторые особенности структуры Шахтаминского молибденового месторождения. — «Труды ИГЕМ», 1961, вып. 41.

Сотников В. И., Берзина А. П. Особенности процесса метасоматоза на Сорском месторождении. — «Геол. и геофиз.», 1966, № 9.

Сотников В. И., Скуридин В. А. О находке эксплозивных брекчий на Жирекенском месторождении. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 6.

Сотников В. И., Никитина Е. И., Лаврентьев Ю. Г., Семенов В. И. Хлор и фтор в эндогенном процессе. — «Геохимия», 1971, № 2.

Сотников В. И., Полявинский Э. Я., Прокуряков А. А. Изотопный состав аргония газово-жидких включений в минералах Сорского месторождения. — В кн.: Тезисы докл. IV Всес. симпозиума по геохимии стабильных изотопов 26—29 сентября 1972 г. М., ГЕОХИ АН СССР, 1972.

Сотников В. И., Полявинский Э. Я., Прокуряков А. А. Об участии водозных вод в формировании Сорского месторождения. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 2.

Сотников В. И., Прокуряков А. А. Термометрический анализ эксплозивных брекчий Обкорондинского месторождения. — «Изв. вузов. Сер. геол. и разведка», 1973, № 10.

Сотников В. И., Прокуряков А. А., Викторов В. Ф. Эксплозивные брекчи Алмалыкского рудного района, их минералого-геохимические особенности и условия образования. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 9. Новосибирск, «Наука», 1976.

Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин Б. П. Эндогенные ореолы рассеяния молибдена в Шахтаминском рудном поле. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 182, № 4.

Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин Б. П. Эндогенные ореолы рассеяния молибдена, меди, свинца и цинка в Шахтаминском рудном поле (Восточное Забайкалье). — В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Вост. Сибири. М., «Наука», 1971.

Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомиров И. Н., Казицин Ю. В., Харькович Д. С., Паинов Е. Н., Рудакова Ж. Н., Павлова В. В., Розинов М. И., Александров Г. В., Шатков Г. А., Соловьев Н. С. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964.

Тихонов Н. Д. Об условиях формирования штокверкового месторождения, связанного с вулканическими жерлами (Забайкалье). — «Изв. вузов. Сер. геол. и разведка», 1962, № 7.

Томсон И. Н., Константинов Р. М., Полякова О. П., Иванов И. Б., Есиконева А. Д. О верхнемезойских гидротермальных циклах в Восточном Забайкалье в свете данных калий-argonового и свинцово-изотопного методов. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 7.

Тычинский А. А., Сотников В. И., Шипилов А. Д. Изотопы свинца при решении формационных задач (на примере эндогенного оруденения Восточного Забайкалья). — В кн.: Материалы III Всес. симпозиума по применению стабильных изотопов в геохимии. М., ГЕОХИ, 1970.

Щеглов А. Д. Эндогенная металлогенезия Западного Забайкалья. Л., «Недра», 1966.

Щеглов А. Д. Металлогенезия областей автономной активации. Л., «Недра», 1968.

Sofnikov V. I., Berzina A. P. Directed Cyclic Development of Metasomatic Process in Some Molybdenum Deposits. Problemes of Hydothermal Ore Deposition. — "Inter. Union Geol. Sci A", Schweizerbart, Stuttgart, 1970, № 2.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ И РОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

Характерной чертой развития рудной науки в последние годы является широкое признание важной роли в рудообразовании процессов подводной поствулканической гидротермальной деятельности. Ввиду сложного комбинированного характера процесса рудообразования, в котором сочетаются гидротермальный эндогенный вынос рудного вещества и преимущественно осадочный способ его отложения, этот генетический тип месторождений получил название гидротермально-осадочного, что довольно четко отражает суть явлений. Почти полные синонимы этому понятию — использующиеся в литературе термины «экскавационно-осадочный» и, в более широком смысле, «вулканогенно-осадочный».

Наиболее полно теория гидротермально-осадочного рудообразования разработана для группы железорудных (Формозова, 1963, 1968), марганцевых (Сапожников, 1964) и колчеданно-полиметаллических месторождений (Смирнов, 1964, 1968; Скрипченко, 1966, 1972; Щерба, 1966, 1967), хотя в последнее время в литературе все шире стали появляться материалы и по месторождениям этого типа других групп металлов. Многие даже хорошо изученные месторождения не относились ранее к этому типу ввиду сильного проявления процессов метаморфизма, которые полностью или в значительной мере стерли первичные черты строения рудных залежей.

Чтобы оценить важность проблемы условий образований и закономерностей локализации гидротермально-осадочных месторождений свинца, цинка и меди, достаточно отметить, что к ним относятся такие месторождения, как Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии, Мёгген и Раммельсберг в Западной Германии, Санта-Люсия на Кубе, Жайрем в Казахстане и многие другие месторождения колчеданоносных рудных провинций мира. Сравнительный анализ показывает, что месторождения этого типа являются крупнейшими по масштабам и заключают в себе существенную часть мировых запасов свинца и цинка.

В пределах Южно-Сибирской полиметаллической провинции благодаря открытиям последнего десятилетия тип гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений завоевал ведущую роль как один из важных промышленно-генетических типов. В настоящее время к нему относятся: группа месторождений Еравнинского рудного района Западного Забайкалья (Озерное, Ульдзуйтуй, Звездное, Назаровское), Холдинское месторождение в Северном Прибайкалье, месторождение Зангода в Курбинском рудном районе Бурятии, ряд месторождений Енисейского кряжа (Линейное и др.), Майнское месторождение в Западном Саяне и др.

ТИПЫ И ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По геологической позиции выделяются два типа колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с подводной гидротермальной деятельностью: месторождения, залегающие в эвгеосинклиналь-

ных вулканогенно-осадочных толщах, и месторождения, залегающие среди терригенных и терригено-карбонатных отложений. Первые встречаются в областях широкого развития раннегеосинклинального вулканизма (зонах краевых глубинных разломов и приразломных трогов, внутригеосинклинальных поднятий). Вторые характерны для зон сопряжения складчатых областей с жесткими блоками платформ и срединных массивов с ограниченным проявлением синхронных рудообразования процессов вулканизма и глубинной магматической деятельности. Подобная позиция для ряда месторождений мира отмечалась ранее Рэслером и др. (1971).

По минеральному составу руд достаточно четко выделяются две группы месторождений — месторождений сульфидно-силикатно-окисные и сульфидно-кремнисто-карбонатные. По преобладанию тех или иных рудных компонентов можно выделять более частые минеральные типы: медно-свинцово-цинковые, свинцово-цинковые, серноколчеданные и др.

Для сульфидно-силикатно-окисных месторождений обычно отмечаются вулканогенно-кремнистый состав вмещающих толщ, значительное количество кремнезема в составе руд и появление на флангах рудных залежей и в ритмике с сульфидами магнетита и гематита. По составу основных рудных компонентов это колчеданные месторождения со значительными содержаниями меди (Майнское).

Для сульфидно-кремнисто-карбонатных месторождений, залегающих в разрезе вулканогенно- и терригенно-карбонатных отложений, типично широкое развитие в составе руд и на флангах рудных залежей карбонатов с высоким содержанием железа, магния и иногда марганца. Среди слоистых полиметаллических руд отмечаются пирит-сидеритовые ритмиты. Характерно почти полное отсутствие меди в седиментационных типах руд (сотые доли процента).

Как показывает анализ фактического материала, состав руд гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений находится в определенной корреляции с составом вмещающих пород. При отсутствии в разрезе карбонатных отложений и широком развитии кремнистых пород экскавационно-осадочного генезиса (кварциты, кремнисто-углеродистые осадки и яшмоиды) сульфиды меди встречаются в составе руд наряду с другими главными минералами. В обстановке же карбонатного осадконакопления создаются условия, благоприятные для миграции соединений меди в морской воде, в связи с чем в рудах она практически отсутствует. В седиментационных сульфидных рудах также практически нет барита и не концентрируются многие элементы-примеси, в частности золото.

Гидротермально-осадочные колчеданно-полиметаллические месторождения относятся к группе так называемых стратиформных месторождений, так как основные рудные залежи их имеют пластовый характер и залегают согласно с вмещающими породами. Однако, как сейчас уже достаточно ясно, в эту группу по некоторым формальным признакам объединяются генетически разнотипные образования. Колчеданно-полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного генезиса характеризуются целым рядом специфических черт, отличающих их от других типов стратиформных месторождений.

Этому типу месторождений свойственны следующие особенности:

- 1) согласный пластовый характер рудных залежей;
- 2) многоярусное расположение рудных тел в разрезе;
- 3) относительно простой минеральный состав руд;
- 4) высокая степень концентрации рудного вещества, существенная роль сплошных сульфидных руд;
- 5) широкое развитие в слабометаморфизованных разностях первичных слоистых и брекчийевых седиментационных текстур, наличие структур метаколлоидной кристаллизации основных рудных масс;

6) общие низкие содержания и ограниченный набор элементов-примесей;

7) практическое отсутствие околоврудных изменений вмещающих пород;

8) общая насыщенность разреза рудовмещающих осадочных пород тонкодисперсным рудным материалом при достаточно четких контактах рудных залежей.

Одна из главных отличительных особенностей гидротермально-осадочных руд — широкое распространение седиментационных текстур и структур, которые на ряде метаморфизованных месторождений, к сожалению, сохраняются как реликтовые. Наиболее полно признаки седиментационного строения колчеданно-полиметаллических руд были описаны нами на Озерном месторождении (Дистанов, Ковалев, 1975).

Во внутреннем строении слабометаморфизованных разностей руд широко развиты колломорфные образования от микроглобулярных фрамбоидальных структур сульфидов до различного рода сферических, концентрически-зональных и радиально-лучистых образований, возникших при диагенетической рекристаллизации и расслоении рудных гелей. Реликты первичных тонкодисперсных глобулярных форм сульфидов железа, цинка, свинца и меди в кремнистых прослоях сохраняются даже в рудах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, в отдельных слабометаморфизованных блоках руд (Холоднинское месторождение).

Минеральный состав рудных залежей отличается простотой. Преобладают пирит, сфалерит, галенит, реже халькопирит, пирротин и в сульфидно-окисных рудах — магнетит, гематит. Из нерудных минералов характерны сидерит, доломит, рудохрозит, анкерит, кварц. Типично отсутствие в осадочных сульфидных рудах скоплений барита, характерного минерала метасоматических колчеданно-полиметаллических руд. Общей чертой седиментационного типа руд являются относительно низкие содержания и ограниченный набор элементов-примесей, низкие содержания золота, а для сульфидно-кремнисто-карбонатного типа месторождений — меди.

Гидротермально-осадочные месторождения отличаются преимущественно согласным залеганием рудных тел и многоярусным расположением их в разрезе рудовмещающей толщи. Рудные тела пластиобразной линзовидной, иногда удлиненной ленточной формы, чередуясь с нерудными или слабо насыщенными рудным веществом отложениями, образуют рудные пачки или горизонты. На месторождении Озерном в 1500-метровом разрезе рудоносной толщи олдындинской свиты нижнего кембрия выделяются три рудоносных горизонта, причем в верхнем из них расположены одиннадцать согласных рудных тел (Тарасова и др., 1972). На месторождении Холоднинском — два рудоносных горизонта, нижний из которых вмещает три основные рудные залежи; на Майнском месторождении — два рудоносных горизонта (Белоус, Новожилов, 1964) и т. д. Несмотря на общую насыщенность разреза рудовмещающих отложений рассеянными рудными минералами, в основном сульфидами железа, цинка и свинца, контакты рудных залежей довольно четкие, особенно для их висячих боков.

Околорудный метасоматоз на месторождениях этого типа в контактах с согласными рудными телами практически нигде не отмечается. Для вулканических районов многими исследователями отмечается как типичное явление широкое развитие околорудных изменений в лежащем боку пластовых залежей колчеданно-полиметаллических руд и их отсутствие в породах висячего бока. Изучение месторождений Западного Забайкалья и Енисейского кряжа показало, что на них эти закономерности широко не проявлены.

Будучи составной частью разреза стратифицированных образований, гидротермально-осадочные рудные залежи подвержены процессам дис-

локаций и метаморфизма аналогично вмещающим их отложениям. Все интрузивные образования, включая субвулканические, по отношению к ним послерудные. В контактах с интрузивными телами наблюдаются четкие проявления контактного метаморфизма, а иногда и ксенолиты слоистых руд (Дистанов, Ковалев, Тарасова, 1972).

Для месторождений в экзоконтактах гранитных интрузий (Ульдзуйский, Майна, Назаровское) характерны широкое развитие процессов перекристаллизации сульфидных минералов и их частичное перераспределение, наложение процессов скарнирования, не совпадающего с общими контурами рудных залежей.

В случаях метаморфизованных месторождений парагенезисы нерудных минералов пород рудовмещающей толщи отвечают в целом парагенетическим ассоциациям их в рудах и зависят лишь от общего химического состава отложений. Первичная обогащенность рудовмещающей толщи рудными компонентами подчеркивается в этих случаях развитием таких метаморфогенных минералов, как цинковая шпинель (гантит), цинксодержащий ставролит, эллахерит, бариевый мусковит, цельзиан и др.

ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По своему положению в истории геологического развития рудных районов и их тектонической структуре рассматриваемые гидротермально-осадочные месторождения колчеданно-полиметаллических руд сформировались на ранней геосинклинальной стадии развития складчатых областей, обрамляющих с юга Сибирскую платформу. По возрасту выделяются две группы месторождений. Среди отложений верхнего протерозоя залегают месторождения Северного Прибайкалья (Холоднинское) и Енисейского кряжа (Линейное, Крутое и др.), среди нижне-кембрийских отложений — месторождения Западного Забайкалья (Озерное, Звездное, Назаровское, Ульдзуйский, Зангода), Западного Саяна (Майнское), рудопроявления Тувы (Эдигейское и др.). Большинство из них так или иначе тяготеет к областям проявления раннегеосинклинального базальтоидного вулканализма, хотя в ряде районов (Енисейский кряж) колчеданно-полиметаллические месторождения залегают среди осадочных, преимущественно сланцевых отложений. Этот момент имеет существенное значение для решения многих вопросов рудообразования и прогнозирования, в связи с чем Г. А. Твалчелидзе и В. И. Бузадзе (1973) колчеданно-полиметаллические месторождения в так называемых флишевых эвгеосинклиналях выделяли в самостоятельный тип.

Для группы стратиформных гидротермально-осадочных рудных залежей в вулканогенно-осадочных отложениях характерна их приуроченность к завершающим этапам развития вулканической деятельности. В сложном двухъярусном разрезе раннегеосинклинальных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, где собственно вулканические породы преобладают в нижних частях и перекрываются вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными толщами, колчеданно-полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного типа располагаются преимущественно среди пород верхнего структурного яруса. По времени образования к ним близки поздние субвулканические интрузии диабазовых порфиритов, дацитовых порфиров, габбро-диабазов и различных автомагматических брекчий. Для рудовмещающей толщи наиболее характерны осадочные и туфогенно-осадочные породы с различной долей участия карбонатных отложений и кремнистых образований типа кварцитов и яшмоидов. В ряде случаев наблюдается некоторая синхронизация между этапами тектонической активности, вулканической деятельности и рудными процессами. Об этом свидетельствует ритмичное строение рудовмещающей толщи и закономерное расположение отдель-

ных рудных залежей в верхах седиментационных ритмов (Озерное месторождение; Тарасова и др., 1972).

На месторождениях, залегающих среди терригенно-карбонатных отложений, удаленных от очагов вулканизма, таких, как Линейное месторождение Енисейского кряжа, среди монотонного карбонатно-черносланцевого разреза рудовмещающих пород отмечаются лишь незначительные проявления вулканогенных пород в виде маломощных прослоев лав, примеси туфогенного материала и отдельных даек основного состава. Синхронный процессам рудообразования вулканизм в более широких масштабах проявлен обычно в смежных районах на удалении нескольких десятков километров.

Как показывает анализ размещения месторождений и структур рудных полей, в региональном плане месторождения контролируются зонами разломов глубокого заложения и сопутствующими им структурами. Причем в общей структуре складчатых областей рудоконтролирующие разломы имеют различное положение:

1. Краевые глубинные разломы геосинклинальных трогов. К этому типу можно отнести Саяно-Минусинский разлом, контролирующий Минское месторождение, Саяно-Тувинский разлом (Эдыгейское рудоизвлечение), Холоднинский разлом, ограничивающий Олокитскую структурно-формационную зону Северного Прибайкалья (Холоднинское месторождение). Зоны разломов имеют региональный характер, длительное развитие и контролируют проявление глубинного базальтоидного и ультраосновного магматизма и гидротермальной деятельности.

2. Зоны разломов, ограничивающие внутригеосинклинальные поднятия. Примером этого типа разломов, контролирующих интенсивные проявления базальт-андезит-дацитовой вулканической деятельности и рудоносные гидротермальные системы, является Удино-Витимская зона, ограничивающая с юга Курба-Витимское внутригеосинклинальное поднятие (Чернов, 1959). К этой зоне разломов и сопряженным с ней структурам приурочены месторождения Еравнинского рудного поля Западного Забайкалья.

3. Системы разломов второго порядка сопряженных с краевыми тектоническими швами складчатых областей, обусловливающих их сложное складчато-бл�овое строение. Подобное положение занимает Рассохинский рудный узел в западной заанггарской части Енисейского кряжа. Он приурочен к Сухопитско-Каменскому антиклинальному поднятию в пределах Ангаро-Питского синклиниория, ограниченному мощными зонами смятия северо-западного направления, согласными с западным тектоническим обрамлением Енисейского кряжа. Важную роль в контроле оруденения играют системы поперечных разломов.

Локальными структурами, благоприятными для проникновения гидротерм, являются зоны сопряжения разломов различных направлений, рассекающих структуры фундамента и обуславливающие его блоковое строение. Решающие условия для формирования пластовых седиментационных рудных залежей — расчлененность рельефа дна морского бассейна, наличие депрессионных структур и большие скорости конседиментационного прогибания блоков, благоприятствующие накоплению и захоронению рудных осадков. В отдельных случаях скорости конседиментационных прогибаний отдельных блоков чрезвычайно велики. На Озерном месторождении за период деятельности рудоносной гидротермальной системы произошло отложение толщи осадков мощностью до 1500 м, причем в балансе вещества существенную роль играют пирокластический материал и значительные массы рудных инерудных компонентов, выносимых гидротермами. Наряду с сульфидами отлагались в большом объеме кремнистые, карбонатные и окисные железо, магний, марганец и, возможно, другие компоненты, входящие в осадочную толщу пород.

Вопросы связи магматизма и рудообразования решаются по-разному. Для группы месторождений, залегающих непосредственно в вулканогенно-осадочных отложениях (месторождения Озерное, Минское и др.), детальными исследованиями довольно четко доказываются синхронность и парагенетическая связь процессов вулканизма и рудообразования. Для месторождений же, залегающих в терригенных и карбонатно-сланцевых толщах на удалении от очагов активного вулканизма, подобные связи установить бывает трудно. Так, для Рассохинского рудного поля Енисейского кряжа типичен карбонатно-черносланцевый разрез рудовмещающих отложений и почти полное отсутствие вулканогенных образований, не считая отдельных маломощных проявлений миндалекаменных диабазов и дацитовых порфиров. Синхронные этапу рудообразования процессы вулканизма отмечаются достоверно на значительном удалении — на расстоянии первых десятков километров к западу и северо-западу в эвгеосинклинальной зоне Енисейского кряжа. С другой стороны, наличие в пределах рудного поля длительно развивающихся разрывных структур глубокого заложения, определивших его блоковое строение, отдельных даек пород основного состава и некоторых проявлений вулканических образований указывают на благоприятные структурные условия для развития глубинных гидротермальных систем. Это позволяет говорить об удалении гидротермальных систем от очагов магматизма и вулканизма и их связь с глубинными зонами повышенной проницаемости.

Время процесса рудообразования, возраст оруденения определяются в большинстве случаев на основании прямых геологических данных по возрасту рудовмещающих толщ.

Если говорить о формационной классификации гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений, то есть все основания отнести их к рудной формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений наряду с субвулканическими гидротермально-метасоматическими месторождениями, близкими по источнику гидротерм и часто встречающимися в одних с ними рудных районах. Учитывая большую специфику в условиях рудоотложения и геологическую позицию месторождений, залегающих в вулканогенно-осадочных отложениях, и месторождений в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях, удаленных от очагов вулканизма, очевидно, целесообразно выделять их в самостоятельные группы или субформации.

В рудной формации вулканогенных колчеданно-полиметаллических месторождений, таким образом, можно выделять как субформации: 1) вулканогенные гидротермально-метасоматические месторождения; 2) стратиформные гидротермально-осадочные рудные залежи в вулканогенно-осадочных отложениях; 3) стратиформные гидротермально-осадочные рудные залежи в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях, удаленные от очагов вулканизма.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА РУДООБРАЗОВАНИЯ

Как уже отмечалось, одной из отличительных черт гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений является преобладание богатых сплошных разностей сульфидных руд. В иностранной литературе они часто фигурируют под названием стратиформных месторождений «массивных сульфидных руд». Эта особенность, безусловно, отражает определенные, характерные для этой группы месторождений условия рудоотложения. Слабая степень разбавления рудного вещества терригенным материалом, значительные мощности рудных залежей, метаколлонидный характер сульфидных выделений говорят о значительных объемах выноса рудного вещества гидротермальными растворами, их высокой концентрации и больших скоростях накопления рудных осад-

ков. Отдельные пластовые залежи сульфидных руд с маломощными прожилками осадочного материала достигают мощности до 40 м при значительном распространении их по латерали, что указывает на гигантские масштабы привноса рудного вещества.

Анализ пространственного расположения и морфологии рудных залежей, имеющих, несмотря на согласное залегание, в целом линзовидную форму и достаточно четкие ограничения, позволяет считать, что локализация их происходит в депрессионных структурах морского дна и вблизи выходов гидротерм в придонную часть морского бассейна. Это подтверждается палеофациальными и палеотектоническими построениями и изучением распределения концентраций металлов и мощностей рудных залежей. Существенный перенос и перемыв рудного вещества непременно вызвал бы увеличение в составе руд доли терригенного материала и их разубоживание.

На преимущественно хемогенный характер процессов седиментации рудного вещества и ритмический, пульсационный характер его поступления указывают широко проявленные в текстурах руд ритмы хемогенной седиментации с чередованием слоев различного минерального состава. Особенно типичны пирит-сидеритовые ритмы с участием сфалерита и галенита (Озерное месторождение), кремнисто-сульфидные (месторождения Холодниковское, Зангода), кремнисто-пирит-гематитовые (месторождения Ульдзуйтуй, Майна) и сульфидно-сидерит-гематит-магнетитовые (месторождение Звездное) ритмы. Наблюдается фациальность в распределении сульфидов, окислов и карбонатов с увеличением количества последних на флангах рудных залежей.

Высокая степень концентрации рудного вещества, хемогенный характер отложения основной массы его при широком участии коллоидных растворов, закономерные изменения во времени и пространстве физико-химических параметров среды рудообразования позволяют предполагать, что отложение руд происходило из зоны высококонцентрированных придонных рассолов (Скрипченко, 1972). Создание в депрессионных структурах морского дна солевого и газового режима за счет компонентов, выносимых гидротермальными источниками, объясняет многие своеобразные черты седиментогенеза и, в частности, наличие на флангах рудных залежей ореола сидеритизации, доломитизации, повышенные содержания рассеянных сульфидов в породах рудовмещающей толщи. В отдельных случаях в рудовмещающих породах отмечается повышенное количество углеродистого вещества. Это указывает на аномально благоприятное развитие микрофитопланктона на участках подводной гидротермальной деятельности и наличие периодов его массового отмирания. Отдельные горизонты, обогащенные углеродистым веществом, являются в пределах рудных полей маркирующими.

Специального рассмотрения требует вопрос о соотношении собственно колчеданной (пиритовой) и полиметаллической (сфалерит-галенит-халькопиритовой) минерализации в составе единых колчеданно-полиметаллических рудных залежей. Дело в том, что в последнее время в связи с развитием идей о полигениности и полихронности образования колчеданно-полиметаллических месторождений утвердилось мнение, что собственно полиметаллическая сфалерит-галенит-халькопиритовая минерализация накладывается на стратиформные залежи серного колчедана эпигенетически со значительным отрывом во времени, в большинстве случаев после этапа складчатых дислокаций (Смирнов, 1968; Твалчрелизде, Буадзе, 1973).

Для изученных нами колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири есть все основания считать, что формирование колчеданной составляющей и большей части остальных сульфидов свинца, цинка и меди происходило одновременно, в течение одного этапа гидротермальной деятельности из единых гидротермальных растворов. Наиболее четко

это видно на примерах слабометаморфизованных месторождений, поскольку в процессе метаморфизма происходит существенная перестройка первичных текстурных и структурных черт руд и дифференциальное перераспределение в пределах рудных залежей рудного вещества, создающего впечатление наложенного характера галенит-сфалеритовой и халькопиритовой минерализации. Основными доводами в пользу такого утверждения являются:

1. Тесное пространственное совмещение серноколчеданной и сульфидно-полиметаллической минерализации в контурах единых рудных залежей.

2. Широкое развитие текстурных и структурных признаков совместного отложения пирита, галенита, сфалерита и халькопирита из сложных сульфидных гелей, наличие ритмичных текстур хемогенной седиментации смешанных минеральных агрегатов, зональных полиминеральных глобуллярных образований и т. д. Это убедительно иллюстрируется примерами слабометаморфизованных руд (Озерное месторождение — Дистанов, Ковалев, 1975; Линейное месторождение — Пономарев, 1974) и в меньших масштабах в реликтовой форме отмечается на существенно метаморфизованных объектах (Холодниковское месторождение и др.).

3. Проявление латеральной фациальности в размещении минеральных ассоциаций, особенно в ряду сульфиды — карбонаты — окислы. Закономерное проявление концентрического типа зональности в распределении основных рудных компонентов.

4. Высокая степень корреляции содержаний основных рудных компонентов (свинца, цинка) в рудах слабометаморфизованных месторождений и увеличение их дисперсии в метаморфизованных типах.

5. Отсутствие в пределах рудных залежей и во вмещающих породах существенных проявлений околоврудных гидротермальных изменений, свидетельствующих о широком наложении гидротермально-метасоматических процессов.

6. Имеющиеся геологические данные указывают на то, что отложение основной массы рудного вещества происходило одновременно с формированием вмещающих их толщ. Все последующие процессы преобразования руд по характеру, интенсивности и формам проявления соответствуют степени проявления их во вмещающих породах. В ксенолитах руд, захваченных доскладчатыми субвулканическими интрузиями диабазовых порфиритов, отмечаются основные типы слоистых полиметаллических руд.

Подобные примеры совместного отложения основной массы пирита и сульфидов цветных металлов детально изучены и в других рудных районах (Скрипченко, 1966; Щерба и др., 1967). Совершенно очевидно, что факты совместного отложения в седиментационных типах руд сульфидов цветных металлов с основной массой пирита не отрицают возможности последующего наложения на эти руды гидротермально-метасоматических процессов, в том числе и с привносом дополнительных порций рудного вещества.

Изучение метаморфизованных месторождений сингенетических колчеданно-полиметаллических руд показало, что в процессе метаморфизма в пределах ранее сформированных колчеданно-полиметаллических рудных залежей происходит перекристаллизация и перераспределение рудного вещества с образованием различного рода прожилковых, гнездовых и другого типа «жильных» и «метасоматических» текстур. Наиболее подвижными оказываются халькопирит и галенит. Легко подвергается перекристаллизации, но без существенного переноса, сфалерит. Наименее подвижен и дольше сохраняет свои первичные структурные формы пирит. При наложении на рудные залежи зон трещиноватости и тектонического брекчирования происходит более глубокая перекристаллиза-

ция и перераспределение рудного вещества, что нередко полностью затушевывает их первичные структурно-текстурные черты. В связи с тем, что сульфиды цветных металлов (халькопирит, галенит, сфалерит) в процессе метаморфизма значительно более подвижны, чем сульфиды железа, и легко образуют «наложенный» текстурный рисунок на фоне пластовых серноколчеданных залежей, создается впечатление многоэтапности рудного процесса. Поскольку же процессы метаморфизма совпадают с основными этапами складчатости или происходят после складкообразования, текстурные новообразования в рудах создают видимость эпигенетичности полиметаллического оруденения по отношению к серноколчеданному.

Существует определенная корреляция степени метаморфизма пород и руд со степенью перекристаллизации и переотложения рудного вещества. Переотложение галенита и халькопирита отмечается уже на стадии раннего эпигенеза и широко развито в рудах, претерпевших изменения зеленокаменной стадии. Существенное перераспределение сфалерита отмечается на эпидот-амфиболитовой ступени. Пирит же даже на высоких ступенях метаморфизма претерпевает лишь перекристаллизацию практически без существенного переотложения и изменения морфологии рудных залежей. Для процессов метаморфизма характерна частичная перекристаллизация пирита в пирротин, а в случаях высокотемпературного kontaktового метаморфизма и в магнетит. Формы проявления kontaktового метаморфизма многообразны и мало чем отличаются от метаморфизма любых других типов руд. Образующиеся контактовые ассоциации минералов и структур перекристаллизации руд нередко смущают исследователей в решении вопросов их первичного генезиса. Так было в истории с Майнским месторождением в контакте с Енисейским plutоном плагиогранитов, Назаровским месторождением в Еравнинском рудном поле и месторождением Зангода в Курбинском рудном районе Бурятии.

Не отрицая в общем сложности и длительности процесса образования стратиформных колчеданно-полиметаллических месторождений, нам хотелось бы на изученных примерах отметить и другую их характерную черту — единство процесса рудообразования для серноколчеданной и сульфидной полиметаллической частей рудной минерализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Краткий обзор, сделанный выше, показывает, что на территории Сибири достаточно широко проявлена группа месторождений, образованных в процессе подводной гидротермальной деятельности, по генетическим чертам отличающихся от многих других типов как стратиформных, так и гидротермально-метасоматических рудных залежей. Для рассмотренных месторождений совершенно четко установлены парагенетические связи рудообразующих гидротермальных систем с глубокими подкоровыми рудогенерирующими очагами, в большинстве своем фиксируемыми проявлениями глубинного базальтоидного магматизма. Важно отметить специфическое региональное распространение этого типа гидротермально-осадочных месторождений среди байкалид и каледонид складчатого обрамления Сибирской платформы (Кормилицын, 1968). Промышленная значимость гидротермально-осадочных месторождений цветных металлов чрезвычайно велика, что требует при прогнозировании и разведке детально учитывать особенности их формирования и размещения и пересмотреть ряд устоявшихся и привычных представлений.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоус Н. Х., Новожилов В. И. Парагенез экскавационно-осадочных железных и колчеданных руд Майнского месторождения.—В кн.: Геология и металлогенез эфузивно-осадочной формации Сибири. М., «Недра», 1964.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С. Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).—«Геол. рудных месторожд.», 1972, № 2.
- Кормилицын В. С. Новые полиметаллические рудные районы в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.—В кн.: Проблемы региональной металлогенез и эндогенного рудообразования. Л., 1968. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 155).
- Пономарев В. Г. Стратиформные сингенетичные колчеданно-полиметаллические месторождения в протерозойских отложениях Енисейского кряжа.—«Геол. и геофиз.», 1974, № 11.
- Рёслер Г. И., Бауман Л. Б., Ланге Х., Фандрих К., Шеффлер Х. Геосинклинальный магматизм и подводно-гидротермальные рудные месторождения.—В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1971.
- Сапожников Д. Г. Новый тип эфузивно-осадочного железо-марганцевого месторождения.—В кн.: Проблемы генезиса руд. XXII сессия МГК. М., «Недра», 1964.
- Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере серноколчеданных месторождений Северного Кавказа). М., «Недра», 1966.
- Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М., «Недра», 1972.
- Смирнов В. И. Соотношение эндогенного и экзогенного рудообразования в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах.—В кн.: Проблемы генезиса руд. XXII сессия МГК. М., «Недра», 1964.
- Смирнов В. И. Колчеданные месторождения.—В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Недра», 1968.
- Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений.—«Геол. рудных месторожд.», 1970, № 6.
- Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н. О формировании типа и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения.—В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972. (Труды ИГИГ СО АН СССР, вып. 143).
- Твалчелидзе Г. А., Буадзе В. И. Геологические особенности и условия формирования колчеданно-полиметаллических месторождений сланцевых эвгесинклиналей.—В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудопосадность. Свердловск, 1973. (Труды Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, вып. 102).
- Формозова Л. Н. Экскавационно-осадочные месторождения железных руд типа Лан-Диль и геологическая обстановка их образования.—В кн.: Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М., «Наука», 1963. (Труды ГИН АН СССР, вып. 81).
- Формозова Л. Н. Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.—В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М., «Наука», 1968. (Труды ГИН АН СССР, вып. 196).
- Чернов Ю. А. Тектонические разломы Удино-Витимского междуречья.—В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1959. (Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Сер. геол., вып. 2).
- Щерба Г. Н. Руды, связанные с палеовулканизмом, и некоторые их особенности.—«Геол. рудных месторожд.», 1966, № 5.
- Щерба Г. Н. Месторождения Атасуйского типа.—«Геол. рудных месторожд.», 1967, № 5.
- Щерба Г. Н. и др. Геология и металлогенез Успенской тектонической зоны. Т. 3. Алма-Ата, «Наука», 1967.

В. А. ВАХРУШЕВ

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Железорудные месторождения Сибирской платформы уникальны и не имеют аналогов в других районах мира. Они отличаются резко выраженным своеобразием геологической обстановки и минерального состава руд и скарнов. Типичными представителями месторождений этой

железорудной провинции служат скарново-магнетитовые месторождения Ангаро-Илимского (Коршуновское, Рудногорское, Краснояровское) и Ангаро-Катского (Нерюндинское и Копаевское) районов. Все они находятся в пределах вулканогенно-осадочных толщ верхнего структурного этажа платформы и контролируются зонами долгоживущих глубинных разломов.

Несмотря на крупное народнохозяйственное значение этих месторождений, многие стороны их генезиса остаются спорными или недостаточно освещенными в литературе. К числу таких проблем относятся глубина и продолжительность формирования скарново-магнетитовых тел, источник железа, роль экзогенных хлоридных рассолов в рудообразовании и др. В статье рассматриваются некоторые из этих проблем с учетом новейших данных по геологическому строению месторождений и минералого-геохимическим особенностям руд и скарнов.

Глубина формирования скарново-магнетитовых тел. По имеющимся геологическим и геофизическим данным все железорудные месторождения приурочены к разломам глубокого заложения, которые рассекают весь осадочный покров и фундамент платформы (Ключанский, Ковалевич, 1971; Одинцов, Страхов, 1971) и, вполне вероятно, захватывают верхнюю часть мантии Земли. Цепочковидно расположенные по простиранию зон глубинных разломов скарново-рудные тела нередко прослеживаются на несколько километров. По новейшим геолого-геофизическим данным скарново-рудные зоны (и рудные тела) прослеживаются на глубину выше 1200 м без тенденции к выклиниванию (Тигунов и др., 1973, 1974).

Интересны результаты магнито-теллурического зондирования, проведенного на одном из месторождений Иркутской области. Они показали, что железное оруденение достигает глубины 3,8—4,2 км, т. е. оно не выклинивается в осадочном покрове платформы, а также захватывает кристаллический фундамент (Ключанский, Ковалевич, 1971). Верхние горизонты скарново-магнетитовых тел, несомненно, уничтожены эрозионными процессами. По расчетам Л. Г. Страхова (1968, 1972), например, на Коршуновском месторождении глубина эрозионного среза скарново-рудных залежей находится в пределах 1—1,8 км. Таким образом, с учетом зон, уничтоженных эрозией, и данных магнито-теллурического зондирования вертикальный размах процессов скарнирования и магнетитового оруденения мог достигать 5—6 км.

В связи с этим напомним, что промышленное магнетитовое оруденение для месторождений Ангаро-Илимского района ранее допускалось, как правило, до глубины не более 500—600 м от поверхности.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время данные по протяженности скарново-рудных зон на глубину не согласуются с представлениями как о близповерхностных условиях образования магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы, так и о выклинивании оруденения на сравнительно небольших глубинах от поверхности.

О продолжительности формирования скарново-рудных тел. Структурно-текстурные особенности скарново-рудных образований исключительно рельефно показывают многократное их дробление и брекчирование, а также многократную повторяемость во времени отложения минерального вещества из восходящих растворов. Показательно, что возобновление процессов минералообразования после очередных тектонических подвижек и дробления пород, как правило, не приводит к закономерной смене минеральных парагенезисов — от высокотемпературных к низкотемпературным, за исключением самых последних моментов формирования месторождений.

Метасоматическими преобразованиями захвачены огромные объемы вмещающих пород различного литологического состава. «Исключительно широкое и универсальное изменение боковых пород рудных тел» Ан-

гаро-Илимских месторождений было подмечено С. С. Смирновым (1933), по существу, на самом первом этапе разведочных работ на этих месторождениях.

Многократная повторяемость наряду с большими масштабами высокотемпературных метасоматических преобразований вмещающих пород, так же как и намечающаяся исключительная протяженность магнетитового оруденения на глубину, свидетельствует о длительности формирования месторождений в тектонически особо подвижных участках долгоживущих глубинных разломов.

О вертикальной зональности оруденения. В пределах всех месторождений не выявлено более или менее четко выраженной закономерной смены минеральных парагенезисов по вертикали как в собственно рудных телах, так и в околоврудных измененных породах. Отмечается лишь несколько большая распространенность кварца и его разновидностей в самых верхних горизонтах рудных тел Коршуновского, Копаевского и других месторождений. Показательно, что гематит, в том числе гипогенический марцит — минерал, характерный для близповерхностных условий, — встречается как в верхних частях рудных тел, так и на самых нижних разведенных горизонтах месторождений, т. е. на глубинах 1000 м и более от поверхности. Даже сульфаты гидротермального происхождения, такие как ангидрит, гипс, и цеолитин, образующиеся в условиях резко повышенного окислительного потенциала, на Нерюндинском и Копаевском месторождениях встречены на глубинах 600—700 м. Вероятно, многократное дробление пород, обусловившее высокую пористость среды, в определенной мере способствовало на заключительных стадиях рудообразования созданию резко окислительной обстановки на очень больших глубинах от поверхности. Этим обстоятельством объясняется развитие на одних и тех же гипсометрических уровнях месторождения минеральных парагенезисов, образующихся при резко различных физико-химических условиях.

О последовательности минералообразования. Эта проблема обсуждалась С. С. Смирновым (1933), Г. В. Росляковым и В. В. Корабельниковой (Антипов и др., 1960), Н. В. Павловым (1961) и многими другими геологами. Для Ангаро-Илимских месторождений Н. В. Павлов (1961) привел такую последовательность парагенезисов минералов:

- 1) гранат, диопсид, магнетит, апатит;
- 2) магнетит, апатит, серпентин, хлорит, кальцит;
- 3) кальцит, магнетит, гематит, хлорит;
- 4) кварц (аметист), халцедон, кальцит.

При этом Н. В. Павлов совершенно справедливо отметил, что этой схемы парагенезисов (или стадийности) с теми или иными отклонениями придерживается большинство исследователей как раннего периода изучения месторождения, так и более позднего. Однако все они не учитывают многих из выявленных в последние годы особенностей состава и условий образования скарново-рудных тел и не отражают в полной мере действительной истории формирования месторождений. Так, всеми авторами не принято во внимание неоднократное отложение минералов собственно скарновой ассоциации. В составе руд и околоврудных метасоматитов не были отмечены форстерит, монтмориллонит, шпинель и другие минералы автореакционных магнезиальных скарнов и, как следствие этого, неправильно расшифрована генетическая природа и время отложения серпентина — минерала, очень широко распространенного во многих месторождениях. Как показали результаты наших исследований, серпентин большей частью развивается путем замещения магнийсодержащих силикатов (форстерита, флогопита и др.) и по времени образования неизменно является более поздним, чем магнетит. В связи с этим заметим, что серпентиновые псевдоморфозы по кристалликам ромбического облика (оливина) в скарнах бассейна р. Ангры были отмечены

Д. П. Сердюченко еще в 1953 г. (в литературном источнике не указано конкретное скарново-магнетитовое месторождение). К сожалению, этот факт не был принят во внимание последующими исследователями железорудных месторождений этого района.

О роли экзогенных хлоридных вод в рудообразовании. Для объяснения происхождения магнетитовых месторождений часто привлекаются захороненные нижнекембрийские рассолы южной части Сибирской платформы (Басков, 1968; Д. И. Павлов, Никольская, 1970; А. Л. Павлов, 1974; и др.). При этом допускается, что внемагматические концентрированные хлоридные растворы при взаимодействии с оставающими телами долеритов извлекают из них железо. При наличии благоприятных условий это железо отлагается, давая рудные концентрации.

В 1974 г. скважинами разведочного бурения на глубоких горизонтах Коршуновского и Копаевского месторождений выявлены значительные скопления каменной соли (до 20% и более от общего объема породы), состоящие из крупных бесцветных кристаллов, выполняющих разнообразные по величине и форме полости в рудах и скарнах. Каменная соль также образует жилы вдоль трещин в долеритах. Совместно с каменной солью постоянно наблюдается хлорит и кальцит. Они располагаются непосредственно на стенах полостей или трещин в рудах, скарнах или долеритах, в то время как каменная соль выполняет их центральные части, при этом признаков «разъедания» этих минералов, в частности кальциита, каменной солью не наблюдается.

Присутствие каменной соли в скарново-магнетитовых телах как будто служит дополнительным подтверждением ведущей роли экзогенных хлоридных рассолов в рудообразовании. Но так ли это? В данном случае, действительно, вполне логично принять за основной (но не единственный) источник хлористого натрия в гидротермальных растворах соленосные осадки одного из крупнейших в мире древнего (кембрийского) солеродного бассейна. Однако сами рудоносные растворы скорее всего имеют глубинное происхождение. Их продвижение вверх происходило по тектоническим зонам высокой проницаемости, рассекающим кристаллический фундамент и осадочный покров платформы. Естественно, что сильно нагретые водные растворы, встречая на своем пути соленосные отложения и хлоридные рассолы, интенсивно обогащались хлористым натрием. Массовая разгрузка концентрированных хлоридных растворов с отложением каменной соли происходила уже в верхних горизонтах земной коры — в участках формирования железорудных месторождений.

Высокая концентрация галогенов сама по себе не может служить основанием для утверждения о мобилизации всего рудного вещества из вмещающих пород (долеритов) и переносе его в виде простых и комплексных хлоридных соединений. Это не подтверждается геологическими наблюдениями и данными термодинамического анализа гидротермальных рудообразующих систем. Согласно термодинамическим расчетам физико-химических параметров гидротермальных рудообразующих систем, выполненным А. Л. Павловым (1973, 1974), для того, чтобы хлор был комплексообразователем (лигандом), необходима кислотная реакция среды. В щелочных восстановительных растворах галогенидные комплексы должны полностью отсутствовать, несмотря на присутствие галогенидов щелочных металлов. Гидролиз галогенидных комплексов в щелочной восстановительной обстановке гидротермальных растворов не позволяет отвести этим комплексам заметную роль в процессах извлечения и при переносе рудного вещества (А. Л. Павлов, 1974). Нахождение галита в скарнах и рудах в равновесии с кальцитом свидетельствует о щелочной среде минералообразования ($\text{pH}=8,4$). В этом отношении показательны данные по составу и физико-химическим параметрам водородных терм Исландии глубинного (мантийного) про-

исхождения. По С. Арнорссон и др. (1974), эти термы при естественной температуре на выходе также характеризуются щелочной восстановительной обстановкой ($\text{pH}=8-10$, $\text{Eh}=0,29 \text{ В}$).

Очевидно, с равным, если не с большим, основанием для объяснения генезиса магнетитовых месторождений можно использовать не хлоридные соединения, а другие комплексы железа, в особенности комплексы с углеродсодержащими лигандами по А. Л. Павлову (1974).

Заслуживает внимания и следующее обстоятельство. Практически не наблюдается процессов осветления (альбитизации) в дорудных долеритах пластовых залежей и штоков, т. е. тех процессов, которые исключительно широко проявлены во вмещающих (в том числе интрузивных) породах скарново-магнетитовых месторождений, например, Алтая-Саянской геосинклинальной области. В качестве примера можно привести Нерюндинский трапповый силл. Породы этого силла изменены очень слабо, не больше, чем траппы других районов платформы, находящиеся за пределами рудных полей. И это несмотря на то, что они находятся непосредственно в скарново-железорудной зоне и рассекаются жилами магнетита.

Приведенные данные ни в коей мере не претендуют на окончательное решение вопроса об участии погребенных рассолов и соляных вод в извлечении железа из долеритов и переносе его гидротермальными растворами. Они показывают лишь, что гипотеза о ведущей роли экзогенных высококонцентрированных хлоридных растворов в формировании магнетитовых месторождений Сибирской платформы требует серьезного дополнительного обоснования в отношении как геологических наблюдений, так и расчетно-теоретических и экспериментальных исследований.

Об источнике рудного вещества. Значительные масштабы магнетитового оруденения и очень большой объем вмещающих пород, испытавших интенсивный высокотемпературный метасоматоз, указывают на существование мощных источников тепла, растворов и рудного вещества.

Выяснение источника рудного вещества при образовании месторождений остается одной из главных проблем теории эндогенного рудообразования. Применительно к железорудным месторождениям kontaktово-метасоматического (скарнового) типа в качестве основных источников металла принимаются магма (обычно базальтовая) либо вмещающие породы, преимущественно основного состава. В последнем случае допускается в значительных масштабах метасоматическая мобилизация железа при различного рода послемагматических процессах.

Вместе с тем в настоящее время развиваются представления о значительной роли верхней мантии в поставке металлов для рудных месторождений (Вахрушев, 1970, 1973; Вахрушев, Прокопцев, 1969; Смирнов, 1969; Овчинников, 1973). Причем привнос металлов из верхней мантии может осуществляться не только непосредственно базальтоидными расплавами, но и сквозьмагматическими (интрапеллурическими) растворами. Главенствующая роль именно интрапеллурических растворов в поставке металлов для рудных месторождений, образующихся в верхней благоприятной зоне земной коры, недавно была подчеркнута Л. Н. Овчинниковым (1973). Правомерность этого заключения подтверждается данными изучения условий формирования магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы (Вахрушев, 1974), т. е. месторождений, генетическая связь которых с собственно трапповым магматизмом казалась геологам неоспоримой.

В пределах рудных полей известны магматические тела — силлы и дайки долеритов. Однако они не могли служить источником металла (положение, очевидное для подавляющего большинства исследователей), так же как и не могли создать зону высокотемпературного и длительного прогрева вмещающих пород. Несоответствие объема траппового

вых тел с масштабами и интенсивностью преобразования пород в скарны, магнетитовые руды и другие продукты гидротермальной деятельности является одним из доказательств несостоятельности подобного предположения. Формирование скарново-рудных залежей происходило после кристаллизации трappовых интрузий, и пластиообразные залежи последних в ряде случаев служили лишь экраном, резко затрудняющим продвижение вверх восходящих растворов. Наглядным примером этого может служить Горизонтальная залежь Нерюндинского месторождения. Здесь известковые скарны и магнетитовые руды расположены под пластиообразным телом долеритов. Породы, вмещающие оруденение, представляют собой толщу литологически неоднородного состава (туфы, туфопесчаники, песчаники с кальцитовым цементом и т. п.). Избирательное замещение карбонатсодержащих прослоев обусловило в данном случае как пластиообразную форму залежи, так и образование в скарнах и магнетитовых рудах полосчатых текстур, что до недавнего времени считалось нехарактерным для рассматриваемого типа железорудных месторождений. Такого рода унаследованные полосчатые текстуры выявлены и на Коршуновском месторождении, где они также образовались в результате избирательного замещения слойстых толщ вне контуров зон интенсивного дробления (или «трубок взрыва»).

Весьма показательно, что в региональном плане нередко «местоположение отдельных месторождений и линейно-вытянутых зон не совпадает с местами и областями распространения долеритов, цепочно-линейными ориентировками их и, тем более, не подчинено положению каких-либо конкретных комплексов или возрастов трappов» (Ключанский, Ковалевич, 1971). Эти обстоятельства уже сами по себе позволяют достаточно обоснованно высказать предположение о глубинном, скорее всего мантийном, происхождении рудоносных растворов.

Связь рудообразования с деятельностью интрапеллурических растворов подтверждается и многими другими данными. К числу их относятся длительность формирования скарново-рудных залежей, причем в условиях высоких температур, на что указывает неоднократная смена или повторяемость во времени процессов скарнообразования и рудоотложения. В Коршуновском и других месторождениях наряду с известковыми скарнами выявлены и магнезиальные скарны. Основными минералами последних являются форстерит, монтичеллит, шпинель, диопсид, кальцит и магнетит. Причем в магнетите выявлены тончайшие микроподключения ильменита и шпинели, представляющие собой типичные продукты распада твердого раствора. Наличие структур распада твердого раствора в магнетитах служит, как известно, одним из важнейших минералогических признаков высокотемпературных условий их образования. Этот минеральный парагенезис часто сопровождается также высокотемпературной халькопирит-пентландит-пирротиновой минерализацией.

Помимо пентландита и пирротина в виде изоморфной примеси никель и кобальт (в количестве до 0,5% и выше) входят в пирит — более поздний по времени отложения из растворов сульфидный минерал. Никеленосность и кобальтоносность свойственны пиритам всех изученных месторождений.

Отличительные признаки в отношении состава и распределения элементов-примесей свойственны и рудообразующему магнетиту. В частности, необычными оказались отношения содержаний Ni : Co. По литературным данным, в магнетитах послемагматического происхождения, в том числе в магнетитах из скарнов как известковых, так и магнезиальных, это отношение ниже 1. В магнетитах рассматриваемых месторождений отношение Ni : Co всегда выше 1, причем часто значительно (3,0—5,0). Преобладание никеля над кобальтом в рудообразующем магнетите — один из геохимических показателей специфических условий

формирования железорудных месторождений Сибирской платформы. Наконец, в южной части Сибирской платформы известны эпитетермальные рудопроявления золота, меди, свинца, цинка и ртути, при этом многие авторы пришли к заключению, что размещение рудопроявлений этих металлов контролируется только глубинными разломами, а не проявлениями трappового магматизма (Кандер, Ключанский, 1971). Киноварная минерализация известна и в пределах отдельных железорудных месторождений. На генетическую связь ее с производными подкоровыми магматических очагов указывали ранее В. А. Кузнецов и А. А. Оболенский (1970).

Образование киноварной и другой эпитетермальной минерализации связано уже с затухающими и в значительной мере охлажденными потоками интрапеллурических растворов. В связи с этим не исключено, что сбрасывание «рудного груза» из них в значительной мере происходило в наибольшем удалении от главных путей (разломов) просачивания восходящих растворов. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке тех или иных железорудных полей или районов на возможность нахождения киноварной, полиметаллической или другой рудной минерализации. При выяснении источника рудного вещества заслуживает внимания следующее обстоятельство. В магнетитах железорудных месторождений не происходит накопления германия — элемента, свойственного верхним оболочкам земной коры. Содержание герmania во всех пробах оказалось ниже границ обнаружения спектральным анализом.

Таким образом, скарново-рудные образования характеризуются не только высокими концентрациями железа, но и присутствием других металлов (Ni, Co, Cu, V, Hg и др.). Отложение этих металлов из тех же интрапеллурических растворов, что и железа, не вызывает сомнений. Структурно-текстурные особенности скарново-рудных образований, исключительно рельефно показывающие их дробление и брекчирование, а также многократная повторяемость во времени отложения из восходящих растворов рудообразующего магнетита и скарновых минералов и ряд других признаков свидетельствуют об исключительной подвижности зон глубинных разломов в период становления железорудных месторождений.

Приуроченность железорудных месторождений к глубинным разломам, исключительно большой масштаб и длительность образования в локальных участках высокотемпературных метасоматитов, намечающаяся исключительная протяженность и выдержанность магнетитового оруденения на глубину, присутствие в рудах высокотемпературной халькопирит-пентландит-пирротиновой минерализации, набор других металлов и ряд иных признаков указывают на связь рудоотложения с интрапеллурическими растворами. Первоисточник растворов, рудного вещества, так же как и, очевидно, базальтовых магм, — скорее всего верхняя мантия Земли.

ЛИТЕРАТУРА

Антипов Г. И., Иващенко М. А., Корабельникова В. В., Косыгин М. К., Кузнецов Г. А., Пекарин П. М., Росляков Г. В., Страхов Л. Г. Ангаро-Илимские железорудные месторождения трappовой формации южной части Сибирской платформы. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Арнорссон С., Кононов В. И., Поляк Б. Г. Общие черты и геохимические особенности гидротерм Исландии. — «Геохимия», 1974, № 12.

Басков Е. А. Палеогидрогеологические условия формирования гидротермальной минерализации в юго-западной части Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по гидрохимии и поисковой гидрогеологии. Л., «Недра», 1968. (Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 134).

Вахрушев В. А. Верхняя мантия Земли и рудообразование. — «Природа», 1970, № 8.

Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск, «Наука», 1973.

Вахрушев В. А. Об источнике рудного вещества при образовании магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы.— В кн.: Ежегодник-1973 (СибГЕОХИ). Новосибирск, «Наука», 1974.

Вахрушев В. А., Прокопцев Н. Г. Первично-магматические включения в базальтах океанической коры и во включениях ультраосновных пород.— «Геол. рудных месторожд.», 1969, № 6.

Кандер В. М., Ключанский Н. Г. Эптермальная рудная минерализация на юге Сибирской платформы и ее связь с трапповым магматизмом.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез (Тезисы докладов 2-го Всес. совещ.). Иркутск, 1971.

Ключанский Н. Г., Ковалевич В. В. Некоторые особенности железорудной минерализации и вопросы связи ее с долеритами юга Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез (Тезисы докладов 2-го Всес. совещ.). Иркутск, 1971.

Кузнецков В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источника рудного вещества.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4.

Овчинников Л. Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.

Одинцов М. М., Страхов Л. Г. Закономерности размещения магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез (Тезисы докладов 2-го Всес. совещ.). Иркутск, 1971.

Павлов А. Л. Термодинамический анализ одной из генетических моделей формирования колчеданных месторождений.— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1973.

Павлов А. Л. Термодинамические условия формирования магнетитовых руд.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железоруденения Алтай-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1974.

Павлов Д. И. Значение экзогенных хлоридных вод для формирования рудообразующих растворов эндогенных месторождений разных стадий геосинклинального цикла геологического развития.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования. М., «Наука», 1974.

Павлов Д. И., Никольская Н. Н. Долериты, рассолы, железо.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 1.

Павлов Н. В. Магномагнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Смирнов В. И. Об источнике вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1969, № 3.

Смирнов С. С. К минералогии Средне-Сибирской платформы.— «Проблемы советской геологии», 1933, № 10.

Страхов Л. Г. О вертикальной зональности железорудных месторождений ангаро-илимского типа.— «Геол. рудных месторожд.», 1968, № 1.

Страхов Л. Г., Бочаров В. Е. Температурная зональность железорудных месторождений ангаро-илимского типа.— «Геол. рудных месторожд.», 1972, № 2.

Тигунов Л. П., Копылевич И. Л., Сизых В. А. Новые данные по состоянию железорудной базы Иркутской области.— В кн.: Новые данные по петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород рудных районов Алтай-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1973. (Труды СНИИГГиМС, вып. 165).

Тигунов Л. П., Паровой В. Д., Фицев Б. П., Спешилов В. М., Семенченко А. Б., Корабельникова В. В., Фон-дер-Флас Г. С. Новые данные о структурах и рудоносности глубоких горизонтов магнетитовых месторождений железорудной провинции.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов (Тезисы докладов). Красноярск, 1974.

В. И. СИНЯКОВ

ГЛАВНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Алтай-Саянская горная область, сложенная складчатыми вулканогенно-осадочными и осадочными толщами докембрия, нижнего и среднего палеозоя с широким развитием интрузивных образований, является крупной железоносной провинцией каледонского возраста.

В последнее десятилетие в исследовании железорудных месторождений этого региона наметилось качественно новое направление в связи с широким использованием формационного метода, разрабатываемого В. А. Кузнецовым (Вахрушев, 1965; Дымкин и др., 1974; Курцерайт и др., 1974; Поляков, 1971; Поспелов, 1963; Синяков, 1967б, 1973; и др.). Применение этого метода способствовало не только выделению и детальному изучению конкретных железорудных формаций, но и созданию классификации месторождений на формационной основе. Классификация, как одна из форм познания месторождений, должна отражать их наиболее существенные особенности и помогать выявлению внутренних закономерностей.

В данной статье рассмотрены главные эндогенные железорудные формации* Алтай-Саянской области и освещены закономерности их размещения и условия формирования. Особенно дробному подразделению подверглась группа kontaktово-метасоматических месторождений, являющихся основным поставщиком железных руд Кузнецкого и Западно-Сибирского металлургических заводов. Выделенным железорудным формациям находятся аналоги в других рудных районах СССР, и они могут быть сопоставлены с ними.

ТИТАНОМАГНЕТИТОВАЯ (ИЛЬМЕНИТ-ТИТАНОМАГНЕТИТОВАЯ) ФОРМАЦИЯ

Месторождения титаномагнетитовой формации представляют собой дифференцированные массивы оруденелых габброидов габбро-пироксенитовой и габбро-сиенитовой формации (Ильенок, 1964; Поляков и др., 1973; и др.). Наиболее крупными и разведенными являются месторождения Харловское на Алтае, Патынское и Культайгинское в Горной Шории, Лысанское в Восточном Саяне. Массивы размещаются в каждом районе в соответствии с местными структурными условиями, а общим является тяготение их к стабильным складчато-глыбовым каледонским сооружениям — срединным массивам. Возраст массивов протерозойский (Лысанское) и раниепалеозойский до девона включительно. Рудоносные интрузивы представляют собой изометрические в плане тела лакколитообразной формы. Они обладают ясно выраженной псевдослоистостью с падением ее к центру массива под углом 45—60° и выполаживанием вблизи центра. Массивы состоят из чередующихся рудных меланократовых и безрудных лейкократовых габбро, габбро-поритов и пироксенитов. В некоторых массивах распространены пегматоидные гигантозернистые такситовые габбро. Для рудоносных интрузивов типичны многофазность и полярность конечных продуктов дифференциации (Курцерайт и др., 1974).

Рудные габбро образуют внутри нормальных габбро послойные тела, залегающие согласно с внутренней структурой массивов и характеризующиеся, как правило, прекрасно выраженной трахитоидной текстурой. В отдельных массивах установлено до 20 пластообразных тел рудного габбро мощностью от 1 до 140 м и протяженностью от 0,5 до 3 км.

Руды вкрашенные, с редкими линзами, массивных руд. Основной рудный минерал месторождений этой формации — титаномагнетит со структурой распада твердого раствора, содержащий ограниченное количество тонкопластинчатыхростков ильменита. Рудные зерна имеют неправильные очертания. При высоком содержании (до 35%) руд-

* Под рудной формацией понимается группа месторождений, сходных по минеральному составу, принадлежащих к одному генетическому типу и образовавшихся в близких геологических условиях (Константинов, 1965; Кузнецков, 1966, 1973; и др.).

ных минералов габбро приобретает сидеронитовую структуру. Руды в среднем содержат 10—15% железа, около 6% TiO_2 и 0,08% V_2O_5 . Общие запасы титаномагнетитовых руд в месторождениях этой формации огромны (Железорудные месторождения..., 1959).

МАГНЕТИТОВАЯ МАГНЕЗИАЛЬНОСКАРНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения этой формации локализованы в доломитовых контактах интрузивных массивов среднего этапа геосинклинального развития (Синяков, 1967б). Они наблюдаются в связи с гранит-диоритовой (Темиртау, Верхнеучулецкое, Южный Аргыштаг), габбро-диоритовой (Западное рудное тело Центральных штоков), диорито-граносиенитовой (Тейское) и габбро-сиенитовой (Леспромхозное, отдельные рудные тела Шерегешевского месторождения) ассоциациями интрузивных пород (Синяков, 1973). Связь месторождений с активными магматическими телами генетическая, поскольку магнезиальные скарны образуются в зоне магматического замещения доломитов, а магнетитовое оруденение в них во времени и по физико-химическим условиям является непосредственным продолжением магнезиально-скарнового процесса (Синяков, 1973; Шабынин, 1969). Отмечается приуроченность крупных магнезиально-скарновых магнетитовых месторождений к долгоживущим глубинным разломам. По глубине формирования магнетитовые магнезиально-скарновые месторождения Алтая-Саянского региона относятся к гипабиссальной фации.

По структурно-морфологическим признакам выделяются: месторождения в зонах крутопадающих разломов; месторождения в вертикальных контактах доломитов и интрузивных тел; месторождения в пологих контактах интрузий. К первому типу относятся крупные месторождения с большой (более 1000 м) вертикальной протяженностью оруденения и глубоким залеганием корневых частей рудных тел (Темиртау, Леспромхозное, Тейское). Второй и третий типы представлены мелкими объектами.

Минеральный состав рудоносных магнезиальных скарнов представлен фассаитом, шпинелью, форстеритом, монтчеллитом, клиногумитом, флогопитом, серпентином, магнезиальным хлоритом. Отмечается четкая зональность строения скарновых залежей. Обычна такая последовательность зон: интрузивная порода || шпинель-пироксеновый скарно — форстеритовый скарно — периклаз-форстеритовый кальцифир — доломит*. Редкий тип зональности наблюдается на Леспромхозном месторождении, где магнезиально-скарновая колонка представлена: сиениты || шпинелевые скарны с неравномерно распределенным фассаитом — монтчеллитовые скарны — апопериклазовые бруситовые мраморы — доломиты (Синяков, 1967б). Как правило, зональное строение магнезиально-скарновых залежей в разной степени затушевано более поздними процессами — оруденением, известковым скарнированием и гистерогенными изменениями. В преобразованных магнезиальных скарнах в массе клиногумита, флогопита, ксантофиллита, серпентина, хлорита, граната, диопсида, везувиана, актинолита, роговой обманки сохраняются реликты зерен первичных минералов магнезиальных скарнов.

Магнетитовые руды в магнезиально-скарновых месторождениях концентрируются в тыловых зонах колонки — в фассаитовых и форстеритовых скарнах. По минеральному составу среди них выделяются: флогопит-магнетитовые, флогопит-пироксен-магнетитовые, клиногумит-серпентин-магнетитовые, клиногумит-гранат-актинолит-магнетитовые и

другие более сложного состава типы. Наиболее распространены флогопит-магнетитовые и серпентин-магнетитовые руды. В рудах магнезиаль-ссайбеллит и др. Магнетит развивается метасоматически, замещая минералы магнезиальных скарнов; отложение главной его массы сопровождалось преобразованием магнезиальных скарнов и происходило близко одновременно с образованием в них флогопита ($f_m=7-12\%$). Это постмагматический магнетит. Вместе с тем на некоторых месторождениях (Шерегешевское) устанавливается присутствие магнетита магматического этапа (Шабынин, 1969). В отличие от постмагматического магнетита, этот магнетит подвергается замещению шпинелью и образует в ней зональные кристаллы. По отношению к этому магнетиту фассаит и форстерит обнаруживают признаки одновременного с ним образования.

Известковые скарны в магнезиально-скарновых месторождениях Алтая-Саянской провинции являются более поздними, чем магнетитовые руды. На Леспромхозном месторождении они сформировались даже после внедрения пострудных даек сиенит-порфиров (Синяков, 1967б). Все же, однако, с проявлением известковоскарновых процессов не исключаются случаи вторичной регенерации рудного вещества с образованием небольших переотложенных залежей магнетитовых руд.

Химический состав магнетитовых руд магнезиально-скарновых месторождений своеобразен. По соотношению шлакообразующих компонентов (SiO_2 , MgO , CaO и Al_2O_3) руды относятся к магнезиально-кремнеземистым. Они содержат повышенные количества кремнезема ($\bar{X}=37,4\%$, $s=9,5$) и магнезии ($\bar{X}=29,7\%$, $s=11,8$) при сравнительно невысоком содержании извести и глиноэма. В рудах отчетливо преобладает марганец над титаном. Эта особенность, видимо, является типоморфной для месторождений магнезиально-скарновой формации. Преобладание марганца над титаном отмечал Л. И. Шабынин для магнетитовых руд Шерегешевского месторождения, оно было установлено нами для руд Темиртау и Леспромхозного месторождения. Руды магнезиально-скарновых месторождений выделяются повышенным содержанием фосфора, количество которого в среднем для типа составляет 0,19% P_2O_5 . Руды Темиртау обогащены цинком (за счет сфалерита), а Южного Аргыштага — мышьяком.

Химический состав магнетитов обсуждаемых месторождений изучен недостаточно. Л. И. Шабынин (1973) для магнетита магматического этапа считает характерным повышенное содержание титана и наличие в нем микровростков ильменита. Послемагматические магнетиты Темиртау и Леспромхозного месторождения, по нашим материалам, обладают высоким содержанием марганца (среднее 1,09% MnO) и низким титана (среднее 0,09% TiO_2).

В генетическом отношении магнетитовые магнезиально-скарновые месторождения весьма своеобразны. Магнезиальные скарны этих месторождений представляют собой инфильтрационные метасоматические породы, образовавшиеся в результате воздействия на доломиты трансмагматических растворов, выделяющихся из магматического расплава. Это доказывается положением скарнов в экзоконтакте активного интрузива, отсутствием признаков скарнирования самой интрузивной породы при мощном скарнировании доломитов экзоконтакта, наличием апофиз магматической породы в магнезиальных скарнах. Образование скарнов происходит в условиях высокой щелочности растворов при температуре 870—780°C в результате привноса в доломиты большого количества SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и других компонентов. Магнезиально-скарновый процесс требует затраты большого количества тепла, и поэтому он возможен только в тех доломитовых контактах, которые располагаются на путях главной циркуляции трансмагматических растворов.

* Вертикальные штрихи (||) означают положение первоначального контакта интрузии с доломитом.

Магнетитовые руды в большинстве месторождений возникли в постмагматический этап в неразрывной связи во времени и пространстве с образованием магнезиальных скарнов. Они отложились в скарнах метасоматическим путем при температурах 500—400°C из щелочных растворов в условиях окислительно-восстановительного потенциала, соответствующего магнетитовому буферу. Сами магнезиальные скарны при этом превращались в флогопитовые породы.

МАГНЕТИТОВАЯ ИЗВЕСТКОВОСКАРНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Магнетитовые месторождения и рудопроявления известково-скарновой формации в Алтае-Саянской области представлены довольно широко (Тельбесское, Левосухаринское, Ампаликское, Ирбинское и др.). По масштабам проявления это обычно мелкие и редко средние месторождения. Месторождения этой формации изучались большим коллективом геологов (Е. А. Бабина, В. В. Богацкий, В. А. Вахрушев, Е. Н. Зыков, А. С. Калугин, А. В. Капинос, О. Г. Кинэ, В. М. Кляровский, Ш. Д. Курцерайте, С. С. Лапин, М. П. Мазуров, Г. Л. Поспелов, В. И. Синяков, Б. М. Тюлюпо, В. К. Чистяков, А. Б. Шепель и др.).

Месторождения приурочены к зонам интрузивных контактов и линейным разломным структурам. Такое размещение можно иллюстрировать на примерах отдельных районов Горной Шории, Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна. По непосредственным связям месторождений с конкретными интрузивами выделяются две группы. Одни месторождения являются догранитными, они ассоциируют с габбро-диорит-гранодиоритовыми интрузивными комплексами (Казское, Ирбинское, Ампаликское, Краснокаменская группа). Другие известково-скарновые месторождения (Тельбесское, Уйзокское, Тайгажирское) генетически связаны с гранитоидами. Наиболее крупные месторождения приурочены к контактным зонам многофазных тел небольшого размера.

Вопросы тектонического контроля известково-скарнового железоруденния были разработаны Г. Л. Поспеловым (1958, 1959, 1963). Он считал, что ведущим типом тектонических структур, непосредственно контролирующими размещение месторождений, являются трещинные структуры — «сетчато-трещинные» зоны. Обычно такие зоны представлены трещинами, оперяющими главные ветви разломов, они взаимно пересекаются, образуя сложную «тектоническую решетку», и характеризуются внутренней мобильностью.

Литологические факторы в размещении магнетитовых известково-скарновых месторождений не играют столь большой роли, как для магнезиально-скарновой формации. Месторождения располагаются среди интрузивных пород, находятся в осадочных и эфузивных толщах, но почти во всех случаях тяготеют к известнякам и известьсодержащим горизонтам.

По минеральному составу среди магнетитовых руд известково-скарновых месторождений выделяются следующие типы: пироксен-магнетитовый, гранат-магнетитовый, гранат-эпидот-магнетитовый и эпидот-хлорит-магнетитовый. Все разновидности связаны взаимопереходами. Для всех руд характерны сплошные, пятнистые, прожилково-вкрашенные, вкрашенные, реже полосчатые и брекчевые текстуры. Главными минералами известковых скарнов являются гранаты, пироксены и амфиболы. Среди гранатов наиболее распространены разности, содержащие 30—50% андрадитовой молекулы, и почти чистые (80—90% анд.) андрадиты. Маложелезистые гранаты (грессуляры с содержанием 10—30% анд.) относятся к дорудным. Гранаты, содержащие 40—80% андрадитового минала, ассоциируют с магнетитом и по времени образования отвечают рудной стадии. Эпидотовая минерализация в известково-скарновых месторождениях проявлена неодинаково. На некоторых из

них (Уйзокское, Казское) эпидотизация развита очень широко; на других — проявлена слабо. Эпидоты характеризуются довольно высокой железистостью ($F=Fe^{3+}:(Fe^{3+}+Al)=0,26-0,32$). Среди амфиболов, кроме роговых обманок и актинолитов, присутствуют гастингситы, содержащие до 1,5% хлора и до 1% фтора. По времени образования такие гастингситы близки магнетиту.

По химическому составу магнетитовые руды известково-скарновых месторождений отличаются от руд месторождений других формаций. Для них характерно высокое содержание кремнезема и извести и низкое магнезии, что позволяет относить их к известково-кремнеземистому типу. Низкое содержание в рудах магнезии объясняется отсутствием среди рудовмещающих пород этих месторождений доломитов и подвижным поведением магния при известково-скарновом процессе. В отличие от руд магнезиально-скарновых месторождений в рудах данной формации титан во всех случаях преобладает над марганцем. В сравнении с этими рудами они содержат в 2—3 раза меньше марганца и фосфора, но в 2 раза больше титана.

Магнетиты известково-скарновых месторождений характеризуются низким содержанием титана (0,01—0,36%; среднее 0,12%), марганца (0,02—0,31%; среднее 0,10%) и магния (0,04—0,90%; среднее 0,26%); примеси кобальта, никеля, ванадия и хрома измеряются следами, тысячными и редко сотыми долями процента.

По глубине образования магнетитовые известково-скарновые месторождения Алтае-Саянской провинции подразделяются на две группы: а) месторождения малых глубин, рудные залежи которых формировались в интервале глубин 1,5—3,5 км; к этой группе относится большинство месторождений; б) месторождения значительных глубин (Ташелгинская группа), располагающиеся среди гнейсов и амфиболитов и образовавшиеся в связи с процессами гранитизации (Шепель, 1972).

Как отмечает большинство исследователей, общей чертой всех месторождений является их отчетливая метасоматическая природа. Она выражается не только в форме рудных тел и пространственном положении оруденения, но и в макро- и микроструктурных и текстурных особенностях руд. Пироксен-гранатовые скарны представляют собой постмагматические образования и развиваются как по алюмосиликатным породам (эфузивам, туфам, интрузивным породам), так и по известнякам. Реликты первичных пород в скарнах сохраняются весьма часто. Исследование газово-жидких включений в минералах рудообразующих метасоматитов показало, что формирование известковых скарнов происходило при температуре 740—450°C (Синяков, 1974б; Дымкин, Мазуров, Николаев, 1975), а отложение магнетитовых руд при 500—380°C. Скарнирование осуществлялось щелочными растворами, которые в рудную стадию становились более кислыми. Максимальную кислотность растворы достигали при формировании постмагнетитовых кварц-эпидотовых ассоциаций.

МАГНЕТИТОВАЯ ХЛОРИТ-ЭПИДОТ-АМФИБОЛОВАЯ [«ГИДРОСИЛИКАТНАЯ»] ФОРМАЦИЯ

Месторождения данной формации либо размещаются в зонах глубинных разломов и смятия, как, например, Таштагольское и Кочуринское, либо связаны с второстепенными по масштабу разрывными нарушениями (Абаканское, Одрабашское, Табратское)*. Залегают они в основном среди эфузивно-туфогенных толщ нижнего и среднего кембрия.

* Месторождения изучались Н. Х. Белоус, В. В. Богацким, Г. Б. Киязовы, В. М. Кляровским, С. С. Лапиным, С. М. Николаевым, Г. Л. Поспеловым и др.

рия, представленных вулканитами среднего и основного состава, туфо-песчаниками, алевролитами с прослойми и линзами конгломератов и известняков. Интрузивные породы в виде небольших тел обычно находятся на заметном удалении (до 3 км на Абаканском месторождении) от рудных залежей. По масштабу проявления это чаще средние месторождения.

По морфологическим особенностям месторождения данной формации подразделяются на два типа: 1) месторождения в виде крупных линз, пластиобразных и уплощенных столбообразных залежей, залегающих согласно с напластованием вмещающих пород (Абаканское, Таштагольское) и 2) месторождения, представленные минерализованными телами штокверкового типа (Табратское).

Первый тип дает крупные месторождения. Пластиобразная форма рудных тел и их согласное с вмещающими толщами залегание, как известно, послужили для некоторых исследователей (Белоус, Кляровский, 1959; Дербиков, 1967) одним из главных аргументов для отнесения большинства месторождений этого типа к вулканогенно-осадочному. Однако детальное изучение строения рудных тел Таштагольского, Абаканского и Одрабашского месторождений, проведенное С. С. Лапиным (1974), показало, что распределение в них рудного вещества блочное, как и на других типично метасоматических месторождениях. В месторождениях штокверкового типа оруденение имеет прожилковый характер и подчинено трещинной тектонике.

Характерной особенностью месторождений данной формации является отсутствие в них типичных скарновых образований и широкое развитие амфиболовых и амфибол-хлорит-эпидотовых метасоматитов. Несущие оруденение пирокласты, эфузивы и интрузивные породы преобразованы альбитизацией, хлоритизацией и амфибилизацией. В составе руд присутствуют магнетит, эпидот, актинолит, гастингсит, дашкесанит, альбит, серцит, кальцит и другие карбонаты, кварц, цеолиты, из сульфидов — пирит, пирротин, халькопирит. Гранат и пироксен встречаются редко. Кроме магнетита в рудах некоторых месторождений (Абаканское) установлены гематит и мушкетовит. Магнетиты, амфиболы, эпидот, хлорит и кальцит образуют главную массу руд (амфибол-магнетитовые, амфибол-хлорит-магнетитовые, эпидот-хлорит-магнетитовые, хлорит-кальцит-магнетитовые руды).

В месторождениях штокверкового типа особенно большую роль играют сине-зеленые темноокрашенные высокожелезистые и хлорсодержащие амфиболы гастингситового ряда — дашкесаниты, образующиеся близко одновременно с магнетитом (Князев, 1974). Такие «гидросиликатовые» месторождения Г. А. Соколов и А. М. Дымкин (1967) предложили выделить в особый «дашкесанитовый подтип». В большинстве же месторождений данной формации магнетит в рудах отложился позднее амфибала и эпидота, он замещает эти минералы, сечет жилками актинолит и эпидот.

Преобладающие текстуры руд в месторождениях первого типа пятнистые, массивные, полосчатые, реже брекчевые и вкрапленные. Для руд месторождений штокверкового типа характерны брекчевые и прожилковые текстуры. Структура руд в большинстве случаев мелко- и среднезернистая, неравномерно-зернистая. Руды по составу главных шлакообразующих компонентов (SiO_2 , CaO , Al_2O_3 и MgO) относятся к известково-кремнеземистым.

Магнетиты «гидросиликатных» месторождений отличаются повышенной окисленностью и низким содержанием титана, ванадия и марганца (Дымкин, Мазуров, 1974а). В то же время они характеризуются высоким содержанием магния, что, по-видимому, связано с особенностью состава замещаемых пород и окислительными условиями метасоматоза, обусловившими резкий дефицит двувалентного железа.

В генетическом отношении магнетитовые месторождения «гидросиликатной» формации весьма своеобразны и еще не совсем хорошо изучены. В. В. Богацкий (Богацкий, 1962; Богацкий, Курцерайт, 1966) считает, что месторождения формируются в связи с проявлением основного магматизма в условиях блоковых прогибов при наличии структур, обеспечивающих продвижение мощного фронта гидротермальных растворов. Метасоматические процессы протекали при сравнительно невысоких температурах в обстановке небольших глубин, благоприятствующих выделению одновременно с магнетитом актинолита, эпидота и хлорита. Как свидетельствуют экспериментальные данные (Малиновский, 1973), образование основной массы руд амфибол-магнетитового типа происходило в слабокислых условиях. По данным В. М. Щербака (Дымкин, Щербак, 1973), наиболее вероятные температуры рудного процесса в месторождениях «гидросиликатного» типа были 480—300°C.

МАГНЕТИТОВАЯ СКАПОЛИТ-АЛЬБИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Данная железорудная формация в виде самостоятельного подтипа магнетитовых контактово-метасоматических месторождений впервые была выделена Г. А. Соколовым (1957) для Тургайского рудного пояса, где она представлена крупнейшими месторождениями — Качарским, Сарбайским, Соколовским и др. В Алтае-Саянской железорудной провинции к этой формации относится Аязасское месторождение — наиболее крупное метасоматическое месторождение Западного Саяна и ряд мелких месторождений: Хайлеолское, Таятское, Тараксырское, Тарташское и др. Эти важные в промышленном и интересные в генетическом отношении месторождения изучались многими геологами: В. В. Богацким (Богацкий, 1961, 1962; Богацкий, Курцерайт, 1966), Ю. В. Индукаевым (1963а, б), Д. В. Калининским (1963), Ш. Д. Курцерайт (1964), Д. И. Павловым (1962) и др.

Месторождения данного формационного типа размещаются среди метасоматически измененных габброидов, небольшие массивы которых приурочены к зонам глубинных разломов и оперяющим их дислокациям. Рудоносный магматический комплекс, получивший название «габбро-альбититового», включает оливиновое габбро, габбро, габбро-диабазы, порфировидные сиениты и альбититы. Решающую роль в локализации оруденения, так же как и в размещении интрузивных образований, играют мощные зоны дробления, особенно зоны брекчирования внутри габбровых массивов.

Для магнетитовых месторождений данной формации особенно характерно необычное для других групп железорудных месторождений интенсивное проявление хлоро-натриевого метасоматоза, выразившегося в широком развитии альбитовых и альбит-скаполитовых метасоматитов. Основные интрузивные породы в зонах дробления обычно превращены в пироксен-скаполитовые, амфибол-биотит-скаполитовые, амфибол-альбитовые и мономинеральные альбитовые метасоматиты (альбититы), содержащие иногда значительные количества магнетита. За счет известняков формируются скаполит-эпидот-гранат-кальцитовые метасоматиты (Богацкий, Курцерайт, 1966). Настоящих скарнов нет.

Магнетитовые месторождения и рудопроявления представлены группой рудных тел, залегающих среди брекчированных альбитизированных габбро. Руды формировались путем метасоматического замещения альбититовых брекчий; развитие магнетита по скаполитсодержащим породам — явление достаточно редкое (Павлов, 1962). Крупные рудные тела по форме близки к столбообразным и линзообразным залежам. Они обычно имеют крутое падение и содержат внутри пачки бедных руд.

В осадочных породах экзоконтакта залегают серии сближенных мало-мощных быстро выклинивающихся рудных линз.

Промышленные руды представлены следующими минеральными типами: альбит-магнетитовым, альбит-амфибол-магнетитовым, флогопит (биотит)-магнетитовым, апатит-магнетитовым. В рудах присутствуют скаполит, отвечающий составу мариалит-дипира, хлорит, эпидот, сфеен, карбонаты, глинистые минералы (монтмориллонит и нонtronит), сульфиды.

Наиболее распространены магнетитовые руды с альбитом и амфиболом. Альбит-реликтовый, он сохранился при замещении магнетитом существенно альбитовых пород. Амфибол представлен тремя разновидностями: актинолитом, содержащим 25—30% ферротремолитовой молекулы, железистым актинолитом и куммингтонитом. Он образуется одновременно с магнетитом. Магнетитовые руды с флогопитом также весьма типичны. Слюды по составу относятся к очень железистому флогопиту ($f_m=34\%$) или близка к маложелезистому биотиту ($f=37\%$). Флогопит также по времени образования близок к магнетиту. Скаполит в рудах образует жилки, пятна и беспорядочно разбросанные кристаллы. Формирование сорудного скаполита началось раньше, чем закончилось отложение магнетита и продолжалось после его образования (Богацкий, Курцрайт, 1966).

Наиболее обычны текстуры руд пятнистые, брекчевые, массивные, реже полосчатые, вкрапленные, прожилковые. Брекчевые руды состоят из обломков альбититов, сцепленных амфибол-магнетитовым агрегатом, или из обломков оруденелых и амфиболизированных пород, сцепленных амфиболом III и магнетитом II.

Для руд месторождений характерно невысокое (в среднем 35—45%) содержание железа, значительное количество фосфора (0,1—0,5% P_2O_5), а для апатит-магнетитовых руд — до 5% P_2O_5 . Присущее также высокое содержание летучих компонентов (H_2O , CO_2 , Cl , F). По соотношению шлакообразующих окислов руды являются известково-кремнеземистыми, обогащенными щелочами.

Для магнетитов характерны примеси титана (до 0,5% TiO_2) и ванадия (до 0,05% V_2O_5).

Согласно В. В. Богацкому (1962) и Д. И. Павлову (1962), месторождения магнетитовой скаполит-альбитовой формации в Алтае-Саянской провинции формировались в зонах дробления внутри габбровых массивов. От «гидросиликатной» рудной формации они отличаются широким проявлением дорудной скаполитизации и альбитизации и формированием руд на больших глубинах при большем давлении, о чем свидетельствует широкое развитие в них скаполита. Дорудная альбитизация и скаполитизация носила инфильтрационный характер и была многофазна. При фронтальной альбитизации и скаполитизации имело место образование бедных вкрапленных руд за счет местного перераспределения железа. Основная же масса магнетита, определяющая промышленную ценность месторождений данной формации, образовалась в зонах дробления, где широко проявилась дорудная скаполитизация и альбитизация.

В. В. Богацкий и Ш. Д. Курцрайт (1966) считают, что на Анзасском месторождении формирование промышленных магнетитовых руд происходило в две стадии, разобщенные периодом дробления. В первую стадию образовались метасоматиты актинолит-магнетитового и флогопит (биотит)-магнетитового состава, во вторую — куммингтонит-магнетитовые и апатит-магнетитовые.

Определение температур гомогенизации газово-жидких включений в скаполите, амфиболе и других минералах, встречающихся в альбит-скаполитовых метасоматитах, показывает, что метасоматическая скаполитизация происходила при высоких температурах — 600—400°C, наи-

более вероятная температура рудного процесса 550—380°C (Дымкин, Мазуров, 1974б).

Исследованиями Д. И. Павлова (1971) была разработана модель, согласно которой метасоматические магнетитовые месторождения скаполит-альбитового типа образовались в случае пространственного совмещения, рудоносного магматизма и внемагматических хлоридных вод рассольных концентраций. В этих особых геологических условиях ювелирные магматические растворы в области рудоотложения или на путях к ней смешивались с водозными рассольными водами, интенсивно прогревшимися магматическим теплом. Эти рассолы и явились источником хлора и натрия, обусловивших интенсивный хлоро-натриевый метасоматоз. Они же, будучи весьма агрессивными по отношению к железу, способствовали его извлечению из пород и переотложению с образованием (в зонах повышенной пористости и раздробленности) крупных промышленных концентраций магнетитовых руд.

МАГНЕТИТОВАЯ МАНГАНОСИДЕРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Месторождения данной формации выделены и описаны автором для Тельбесского рудного пояса в Горной Шории (Пыхтунское, Правосухаринское и др.; Синяков, 1967а, 1974а). Все они размещены среди известняков нижнего кембрия и контролируются зонами трещиноватости и дробления. Характерна тесная пространственная и генетическая связь их с известковоскарновыми месторождениями. Они располагаются обычно в периферических частях скарноворудных полей или на значительном удалении от рудоносных интрузивов, подчеркивая тем самым горизонтальную температурную зональность.

Выделяются два структурно-морфологических типа месторождений: 1 — месторождения жилообразной формы, приуроченные к согласным зонам дробления и рассланцевания в известняках (Пыхтунский тип), и 2 — месторождения в форме неправильных метасоматических заливей (Правосухаринское месторождение).

Все месторождения характеризуются карбонато-магнетитовым составом руд, в рудах нет скарновых минералов, но зато присутствуют хлорит и кварц. Для большинства месторождений характерно повышенное содержание в рудах сульфидов, а для некоторых отмечается вертикальная минералогическая зональность (зональность отложений).

Гидротермальный карбонат имеет сложный состав — от сидерита до рудохрозита, присутствуют кальцит, доломит. Железо-марганцевый карбонат содержит до 45%, он тесно срастается с магнетитом и другими карбонатами, образуя тонкозернистые агрегаты. Именно присутствием в рудах мангансидерита объясняется высокая их марганцовистость (до 9% марганца), сам же магнетит содержит лишь ничтожные примеси марганца, магния и титана.

Магнетитовые руды этой формации характеризуются самым низким содержанием кремнезема и очень высоким извести, количество магния и глиноzemа не превосходит 10—12% (от суммы шлакообразующих компонентов). Руды по составу шлакообразующей части можно считать кремнезем-известковыми.

Метасоматическая природа мангансидерит-магнетитовых руд не вызывает сомнения. Они образовались при температурах 400—300°C в результате воздействия на известняки гидротермальных растворов в окислительно-восстановительных условиях магнетитового буфера. Магнетит отложился одновременно с железо-марганцевыми карбонатами и чуть позже их.

МАГНЕТИТОВАЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ

В основе выделения данной формации лежит эндогенный источник рудного вещества и смешанный гидротермально-осадочный способ его накопления. Месторождения этой формации не следует смешивать с месторождениями тонкослоистых гематит-кремнистых руд калгутинского типа на Алтае, для которых характерен наземный вулканогенный, главным образом фумарольно-сольфатарный источник железа (Калугин, 1969).

Данная формация изучена еще недостаточно, хотя уже давно высказывались предположения о том, что многие скариевые и гидросиликатно-магнетитовые месторождения Горной Шории, Алтая, Саян являются метаморфизованными вулканогенно-осадочными (Дербиков, 1964, 1968; Дербиков, Руткевич, 1971; Белоус, Кляровский, 1959; Селиверстова, 1971; и др.). Сразу же следует заметить, что эти утверждения не были в свое время подкреплены серьезным фактическим материалом и все доказательства ограничивались лишь общими рассуждениями.

Работы последних лет показывают, что в Алтае-Саянской провинции имеются железорудные месторождения, возникшие в результате подводной гидротермальной деятельности, связанной с вулканизмом, хотя масштаб проявлений этих процессов еще не всюду выяснен. Следы руд гидротермально-осадочного типа находят в ряде месторождений — Шалыме, Шерегеше, Таяте и др. К месторождениям данной формации принадлежит месторождение Кедровское-II в Горной Шории, изученное автором (Синяков, 1973).

Рудные тела месторождений данной формации залегают согласно с вмещающей их вулканогенно-осадочной толще, сложенной туфами кислого и среднего состава, карбонатными породами и туфогенными силицитами. Стратиграфический интервал распространения промышленного оруденения — около 150 м, при этом руды приурочены к туфам среднего состава в той части разреза, где содержатся линзы карбонатных пород, синхронных вулканитам. Максимум оруденения находится на зону фациального перехода туфов в карбонатные породы. Для Кедровского месторождения характерно колчеданное оруденение, которое сопровождает магнетитовые руды.

Вулканогенные гидротермально-осадочные месторождения отличаются, как правило, большим числом рудных тел, располагающихся в вулканогенной толще на нескольких уровнях. Они имеют форму линз весьма изменчивого размера (в большинстве случаев мелкие). Наиболее крупные линзы среди туфов резко вздуты; рудные тела среди карбонатсодержащих туфов имеют вытянутую пластиобразную форму.

Магнетитовые руды не обязательно должны обладать ясной слоистостью. В Кедровском месторождении они характеризуются массивной текстурой и тонкозернистым строением и не обнаруживают ясной полосчатости, хотя в отдельных участках отмечается переслаивание довольно мощных (1—5 м) пластовых тел магнетитовых руд с пластами туфов и карбонатных пород.

Первичные руды в изученном нами месторождении имеют карбонатно-магнетитовый состав. Они сложены пелитоморфным карбонатом сложного и переменного ($\text{Ca} - \text{Mg} - \text{Fe}$) состава и магнетитом, образующим вкрапленность, сплошные массы комково-сгусткового строения. Взаимоотношения магнетита и карбонатов свидетельствуют об их одновременном образовании. Руды обогащены хемогенным кремнеземом. Вокруг рудных тел отсутствуют гидротермальные изменения; руды и вмещающие их породы относятся к одной минеральной фации. Своебразие месторождения заключается в развитии колчеданных руд, сменяющих магнетитовые руды по падению или образующих небольшие линзы в кровле и подошве некоторых магнетитовых тел. Колчеданные руды

представлены скоплениями мелкозернистого пирита в светлых плотных карбонатных породах. Такие руды являются полным аналогом карбонатно-магнетитовых руд. Пирит присутствует в виде двух разновидностей: тонкозернистого, иногда образующего агрегаты метаколлоидного строения, и метаморфического кристаллически-зернистого. Карбонатный материал руд имеет пелитоморфную структуру, местами отмечается обломочный характер карбонатной массы.

Руды и вмещающие их породы в контакте с интрузивом подвергаются одним и тем же метаморфическим изменениям. Туфы амфибилизируются, а руды переходят в амфибол-кальцит-магнетитовые и амфибол-пирротиновые разности.

По составу шлакообразующей части руды гидротермально-осадочных месторождений относятся к известково-кремнеземистым, они сходны в этом отношении с рудами известковоскариевых месторождений, но отличаются от них высоким (более чем в 3 раза) содержанием магнезии, фосфора и низким глинозема. По содержанию железа руды бедные. Магнетиты очень сильно загрязнены тонкодисперсным кремнеземом, карбонатами кальция и магния, которые не удаляются при очистке на магнитном анализаторе даже при тонком измельчении. Из элементов-примесей они содержат марганец, титан, ванадий, цинк и германий.

Железные руды и сопряженные с ними колчеданные руды формировались в месторождениях гидротермально-осадочной формации как хемогенный осадок коллоидного рудного вещества вместе с карбонатным материалом и хемогенным кремнеземом в западинах морского дна в условиях резко восстановительной обстановки. Источником рудного вещества служили гидротермальные растворы очагов подводного вулканизма, высачивавшиеся по трещинам на дне морского бассейна.

Месторождения данного формационного типа не имеют крупных размеров, но они представляют интерес тем, что пространственно совмещены с месторождениями других формационных типов и тогда их можно рассматривать как один из источников железа при образовании скариевых и гидросиликатно-магнетитовых месторождений.

* * *

Изложенная обобщенная характеристика разных типов эндогенных железорудных формаций Алтае-Саянской складчатой области свидетельствует о достаточно отчетливых и устойчивых различиях между ними, проявляющихся не только в специфике минерального состава рудолокализующих метасоматитов, но и в геологических и физико-химических условиях образования. Хотя здесь, несомненно, мы встречаемся со сложным случаем формационного анализа, выделение данных рудных формаций в качестве самостоятельных единиц вполне оправдано. Нужно, конечно, иметь в виду, что в природных условиях в силу сложности и многостадийности рудного процесса возникают месторождения, в которых проявлены минеральные ассоциации, характерные для разных формационных типов. Такие сложные, смешанные типы, например известковоскариево-«гидросиликатные», гидросиликатно-скаполит-альбитовые, в природе существуют. Имеются также месторождения сложного генезиса, в которых промышленные рудные концентрации принадлежат к разным рудным формациям (Пыхтунское месторождение).

Таким образом, в процессе формационного анализа железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области была выявлена полигенность эндогенного железооруднения этой крупной рудной провинции, ее отдельных районов и даже рудных узлов. Как показывают расчеты, наиболее развиты здесь формации магнетитовая «гидросиликатная» и магнетитовая известковоскариевая. Именно они служат ос-

новым источником руд для действующих в Сибири металлургических заводов и концентрируют примерно 37% всех запасов руд этого региона. Титаномагнетитовые месторождения с вероятными запасами миллиарды тонн и заключающие около 40% общих запасов Алтае-Саянской провинции, еще слабо разведаны и изучены. Прочие железорудные формации развиты в ограниченном масштабе (см. таблицу).

Из таблицы видно, что между отдельными рудными районами обнаруживаются существенные различия в составе формаций и их количественных соотношениях. Так, в Западном Саяне широко представлены лишь два формационных типа магнетитовых месторождений: «гидросиликатный» и скаполит-альбитовый, генетически связанные с вулкано-плутоническими комплексами основного состава блоковых геосинклинальных прогибов. Именно они определяют металлогеническую специализацию этого района, почему и были объединены В. В. Богацким (1961) в особый тип, названный им «саянским». В Горной Шории представлены почти все формационные типы, кроме скаполитового, и, как ни в одном другом рудном районе, развиты месторождения магнезиально-скарновой формации. В Восточном Саяне преобладают «гидросиликатные» и известковоскарновые, а в Кузнецком Алатау — известковоскарновые месторождения. Набор железорудных формаций, главным образом вулканогенно-осадочного генезиса, характерен для Алтая.

В результате формационного анализа подмечено существование генетического родства между определенными железорудными формациями. Это родство проявляется не только в их первичной ассоциированности по месту и времени формирования, но и том, что они связаны общностью геологических и физико-химических процессов. Выделение конкретных генетических рядов железорудных формаций приложимо главным образом к рудным узлам и рудным поясам. Так, в Тельбесском рудном поясе (Горная Шория) единый генетический ряд образуют следующие магнетитовые рудные формации: магнезиально-скарновая, известковоскарновая и манганосидеритовая. Эти формации в Казском, Тазском и Сухаринском рудных полях образуют зональный ряд месторождений, генетически связанных с одним и тем же интрузивным комплексом. Степень родства рудных формаций проявляется при сравнении

Интенсивность проявления железорудных формаций в Алтае-Саянской складчатой области

Железорудный район	ТМ	МС	ИС	Г	С	ММ	Прочие
Горная Шория	44 2	9 6	14 13	24 3	—	1 2	8 4
Восточный Саян	22 1	— —	15 4	35 17	6 1	— —	22 2
Западный Саян	— —	— —	— —	77 2	23 1	— —	— —
Кузнецкий Алатау	7 1	23 1	50 1	12 1	1 1	— —	7 1
Алтай	64 1	— —	14 2	— —	— —	— —	22 3
Вся Алтае-Саянская провинция	39 5	5 7	16 20	21 23	3 3	1 2	15 10

При меч ани е. Формации: ТМ — титаномагнетитовая магматическая; МС — магнезиально-скарновая; ИС — магнетитовая известковоскарновая; Г — магнетитовая хлорит-эпидот-амфиболовая (гидросиликатная); С — магнетитовая скаполит-альбитовая; ММ — магнетитовая манганосидеритовая; прочие — вулканогенно-осадочные, коры выветривания, метаморфические и др. В числителе — процент от общих запасов руд района, в знаменателе — число месторождений.

по минеральным ассоциациям, обусловленным последовательными стадиями рудного процесса. Наиболее полно минеральные ассоциации представлены в месторождениях магнетитовой магнезиально-скарновой формации. Здесь интенсивно развиты ранние высокотемпературные магнезиальные скарны синмагматического метасоматоза, апомагнезиальные метасоматиты послемагматической стадии, проявлены послерудные известковые скарны, сульфидная и карбонатная минерализации. В месторождениях известковоскарновой формации магнезиальные скарны отсутствуют, но зато здесь широко развиты пироксен-гранатовые известковые скарны и связанные с ними магнетитовые руды. Более поздние минеральные ассоциации являются общими в месторождениях этих двух родственных формаций, хотя различия и могут иметься. Магнетитовая манганосидеритовая формация, являясь в этом ряду наиболее низкотемпературной, встречается лишь на периферии рудных полей скарновых месторождений. В данном генетическом ряду при переходе от одной рудной формации к другой рудная стадия закономерно смещается в сторону более низкотемпературных стадий.

Весьма интересно, что в Тельбесском рудном поясе данный генетический ряд железорудных формаций в истории его развития повторяется трижды в связи с разновозрастными магматическими комплексами (Синяков, 1973, 1974а).

Другой генетический ряд железорудных формаций — магнетитовая, известковоскарновая, магнетитовая скаполит-альбитовая и магнетитовая хлорит-эпидот-амфиболовая («гидросиликатная») — характерен для рудных районов Западного и Восточного Саяна.

Таким образом, формационный анализ железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области позволяет обнаружить и объяснить ряд общих геологических закономерностей и подойти к решению наиболее сложных теоретических вопросов рудной геологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоус Н. Х., Кляровский В. М. Железорудные месторождения и рудопроявления в южной части Красноярского края. — В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Богацкий В. В. Новый саянский тип метасоматических магнетитовых месторождений. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископ. Красноярского края. Вып. 1. Красноярск, Красноярское кн. изд-во, 1961.
- Богацкий В. В. Магнетитовые месторождения гидросиликатного типа юга Сибири. Автореф. канд. дис. М., 1962.
- Богацкий В. В., Курцрайте Ш. Д. Закономерности размещения метасоматических магнетитовых месторождений Западного Саяна. М., «Недра», 1966.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965.
- Дербиков И. В. К проблеме генезиса железо-скарновых месторождений Западной Сибири. — «Тр. СНИИГГиМС», М., «Недра», 1964, вып. 35.
- Дербиков И. В. О природе так называемого «гидросиликатного» Саянского типа контактово-метасоматических месторождений. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 12.
- Дербиков И. В. К проблеме генезиса «контактово-метасоматических» месторождений железа. — «Сов. геология», 1968, № 10.
- Дербиков И. В., Руткевич И. С. Железорудные месторождения Горной Шории в свете вулканогенно-осадочной теории рудообразования. Новосибирск, 1971. (Тр. СНИИГГиМС, вып. 125).
- Дымкин А. М., Мазуров М. П. Элементы-примеси в магнетитах контактово-метасоматических железорудных месторождений. — В кн.: Минерало-геохимические особенности скарновых месторождений. Новосибирск, «Наука», 1974а.
- Дымкин А. М., Мазуров М. П. Парагенезисы скаполита в магнетитовых месторождениях скарновой формации. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. III. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1974б.
- Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбисского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск, «Наука», 1975.
- Дымкин А. М., Пономарев В. Г., Пругов В. П. Главнейшие рудные формации Терсинского района. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 1.

Дымкин А. М., Щербак В. М. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Турагая. Новосибирск, «Наука», 1973.

Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Ильин С. С. Петрология габбро-сенинитового комплекса Горной Шории. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1964.

Индукав Ю. В. Минералогия скаполит-амфиболовых метасоматитов центральной части рудной зоны Хайлеолского железорудного месторождения.—«Труды Томск. ун-та. Сер. геол.», 1963а, т. 164.

Индукав Ю. В. Минералогия и генезис Хайлеолского железорудного месторождения. Автореф. канд. дис. Томск, 1963б.

Калинин Д. В. Минералогия и генезис Таятского контактово-метасоматического месторождения. Автореф. канд. дис. Томск, 1963.

Калугин А. С. Формация полосчатых вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая.—В кн.: Проблемы образования железистых пород докембрия. Киев, «Наукова думка», 1969.

Князев Г. Б. Минералогия и некоторые вопросы генезиса восточного и центрально-го участков Табрятского магнетитового месторождения (Восточный Саян).—В кн.: Вопросы петрологии и рудообразования. Томск, 1974. (Труды Томск. ун-та, т. 221).

Константинов Р. М. Изучение эндогенных рудных месторождений различных рудных формаций при крупномасштабных металлогенических исследованиях.—В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1965.

Кузнецов В. А. Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа.—В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.

Кузнецов В. А. Магматизм и рудные формации.—В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.

Курцерайт Ш. Д. Аязасский железорудный район (геолого-генетические особенности и закономерности размещения магнетитового оруденения). Автореф. канд. дис. Томск, 1964.

Курцерайт Ш. Д., Семенов В. Н., Андреев О. В. Закономерности размещения железорудных месторождений юга Красноярского края.—В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск, 1974.

Лапин С. С. Внутреннее строение рудных тел магнетитовых месторождений Алтае-Саянской горной области и роль трещинных структур в их локализации.—В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. II. Новосибирск, 1974.

Малиновский И. Ю. Парагенетические ассоциации магнетита в системе CaCO_3 — Al_2O_3 — SiO_2 — Fe_3O_4 в растворах хлоридов натрия и калия. Новосибирск, «Наука», 1973.

Павлов Д. И. Аязасское магнетитовое месторождение и участие хлора в его формировании. М., «Наука», 1962.

Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. Автореф. докт. дис. М., 1971.

Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железооруденение юга Средней Сибири. М., «Наука», 1971.

Поляков Г. В., Кривенко А. П., Федосеев Г. С., Богнибов В. И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.

Поспелов Г. Л. Геологические особенности размещения и строения главных железорудных районов и эндогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области.—В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I. Кн. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Поспелов Г. Л. О закономерностях размещения магматогенных железорудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Поспелов Г. Л. Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области и некоторые вопросы теории рудообразования. Доклад по серии опубл. работ, представленных в качестве докторской диссертации. Новосибирск, 1963.

Селиверстова М. И. Генезис и поисковые критерии магнетитовых месторождений Кондомского рудного района.—«Сов. геология», 1971, № 6.

Синяков В. И. О гидротермально-метасоматическом типе магнетитовых месторождений Горной Шории.—В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967а.

Синяков В. И. Особенности формирования магнезиально-скарновых месторождений Горной Шории. Новосибирск, «Наука», 1967б.

Синяков В. И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1973.

Синяков В. И. О полигенности и полихронности железооруденения Горной Шории.—В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. I. Новосибирск, 1974а.

Синяков В. И. Структурные и генетические особенности магнетитовых месторождений Казского рудного поля (Горная Шория). Новосибирск, «Наука», 1974б.

Соколов Г. А. Типы и условия образования магматогенных железных руд СССР.—В кн.: Железорудная база черной металлургии СССР. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Соколов Г. А., Дымкин А. М. К вопросу о классификации контактово-метасоматических железорудных месторождений.—В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967.

Шабынин Л. И. Магнетитовое оруденение магматической стадии в месторождениях магнезиально-скарновой рудной формации.—«Геол. рудных месторожд.», 1969, № 4.

Шабынин Л. И. Формация магнезиальных скарнов. М., «Наука», 1973.

Шепель А. Б. Геологическое строение и основные черты петрологии Ташелгинского железорудного поля Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972.

А. М. ДЫМКИН, В. П. ПРУГОВ

ФОРМАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

В центральной части Кузнецкого Алатау (Терсинско-Усинский район) железорудные месторождения и рудопроявления были открыты еще в начале 30-х годов (Монич, 1933; Гореванов, 1933; Васильев, 1934). Краткое изучение отдельных рудопроявлений магнетита в бассейне р. Верхняя Терсь позволило В. К. Моничу отнести их в то время к типу контактово-метасоматических. В дальнейшем, особенно за последнее двадцатипятилетие, на этой территории выявлено много новых рудных объектов, которые, отчасти по традиции, отчасти просто по аналогии с наиболее изученным Лавреновским месторождением, рассматривались как типичные контактово-метасоматические (Тюлюпо, 1954, 1969; Мухин, Вахрушев, 1959; Камаев, 1967; Чувакин, 1972).

Однако изучение структурно-геологической позиции месторождений, условий локализации руд, минерального и химического состава их со всей очевидностью показали, что железорудные объекты этого района являются гетерогенными образованиями. Одни из них обнаруживают характерные черты, свойственные вулканогенно-осадочным месторождениям, другие относятся к типу метасоматических, третьи — явно магматического генезиса (Дымкин, Пономарев, Пругов, 1974а, б).

Последние два типа месторождений достаточно полно освещены в печати. Что же касается вулканогенно-осадочных руд, то о них имеются лишь краткие сведения, которые в общем-то не раскрывают специфики их геологии. Между тем эти руды, как нам представляется, могут иметь определенный практический интерес, поэтому на их характеристики остановимся более подробно.

Впервые вулканогенно-осадочные руды изучены нами в 1970—1973 гг. в процессе проведения геологосъемочных работ. Они прослеживаются в виде прерывистой полосы в субмеридиональном направлении более чем на 40 км (от верховьев бассейна р. Черный Июс до нижнего течения р. Белая Уса). В этой полосе лучше исследованы рудопроявления Терсинского района, который обнимает верховья бассейнов рек Черный Июс, Верхняя Терсь и Белая Уса.

Названный район относится к одному из наиболее сложных геологических объектов осевой зоны Кузнецкого Алатау. В юго-западной части его преобладают докембрийские гранито-гнейсы, габбро-амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы и кварциты (Кузнецов, 1940, 1967; Монич, 1941; Поспелов, 1963; и др.). Эти породы слагают Терсинский кристаллический массив, представляющий собой сложное антиклинальное сооружение. С северо-востока к нему примыкает структурно-фаунистическая зона, представленная пестрыми по составу вулканогенно-осадочными отложениями. Границей между ними является крупный раз-

лом северо-западного простирания, прослеженный на многие десятки километров.

На территории района все вулканогенно-осадочные отложения, прилегающие с северо-востока к Терсинскому кристаллическому массиву, объединяются обычно в канымскую (мундыбашскую) свиту среднего кембрия (Додин, 1955, 1958, 1959, 1968; Гурьянова, 1962; Додин, Горелов, 1967; Кирилловский и др., 1966; Студеникин, 1969, 1972; Мухин и др., 1970). Нами эти отложения подразделяются на две толщи (снизу вверх): осадочно-вулканогенную и рудовмещающую терригенно-пирокластическую. Каждая из них имеет, по-видимому, самостоятельное стратиграфическое значение. Выделение этих толщ основано на ряде признаков: 1) различном литофациальном облике их; 2) неодинаковой степени метаморфизма и 3) различной интенсивности пликативных дислокаций.

Нижняя осадочно-вулканогенная толща — рифей — нижний кембрий — представлена преимущественно эфузивами андезито-базальтового состава при подчиненном количестве осадочных и пирокластических образований. Базальная пачка толщи имеет песчано-сланцевый состав с участием пластов и линз мраморизованных известняков и кремнистых сланцев.

Вулканиты вмещают многочисленные конкордантные интрузивные залежи типа силлов, факолиты и дайкообразные тела плагиопироксенитов, габбро, габбро-диоритов, диоритов. Примечательно, что массивы габброидов не выходят за пределы этой осадочно-вулканогенной толщи. Они по составу близки андезито-базальтовым вулканитам и вместе с ними испытали региональный метаморфизм фации зеленых сланцев.

Андезито-базальтовые вулканиты собраны в крупную Июсо-Кибрасскую антиклиналь, осложненную дополнительными складками более высоких порядков. Среди последних преобладают складки линейного типа, нередко с опрокидыванием крыльев и гофрировкой слоев в сводовых частях. К шарниру Июсо-Кибрасской структуры приурочен пестрый по составу Лавреновский массив, сформированный при участии метасоматических процессов (Дымкин и др., 1973).

Верхняя рудовмещающая терригенно-пирокластическая толща — нижний — средний кембрий — сложена в основном разнообразными туфами и туффитами, эфузивные и нормально-осадочные породы развиты в ней ограниченно. Характерными особенностями этой толщи являются: 1) преобладание вулканокластических отложений смешанного (диабазо-дацитового) состава; 2) широкое распространение мелко- и тонкообломочных пирокластических разностей; 3) резкая контрастность состава эфузивных пород: присутствие покровов основного (диабазового) и умеренно кислого (дацитового) состава без промежуточных разностей; 4) наличие маломощных прослоев и линз доломитов и доломитовых известняков; 5) резкая фациальная изменчивость состава пород поLaterali и падению.

Терригенно-пирокластические отложения выполняют Канымскую синклиналь, сопряженную с Июсо-Кибрасской антиклиналью. В пределах Канымской структуры отчетливо фиксируются дополнительные складки. Некоторые из них обнаруживают черты брахискладчатости. Вблизи замковой части Канымской синклинали расположены дифференцированный Рыбинский габброидный массив.

СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУД

Все месторождения и проявления вулканогенно-осадочных железных руд в Терсинском районе приурочены к западному крылу Канымской синклинали, сложенной преимущественно диабазо-дацитовыми вул-

канитами с маломощными прослойми нормально-осадочных отложений. Основными элементами пликативной тектоники этой части района являются сравнительно пологие слабоасимметричные складки субмеридионального и северо-восточного простирания. Сочетание этих складок и определяет главный структурный план рассматриваемой территории. Складчатые структуры значительно осложнены трещинами скола и отрыва, которые образуют в совокупности зоны раздробленных и расщелизованных пород, обусловливая тем самым блоковое строение района. Эти зоны сыграли решающую роль в размещении многочисленных даек габброидного состава.

Вулканогенно-осадочные руды выходят на дневную поверхность во многих местах, главным образом по руслам водотоков, на гребнях хребтов и реже водоразделах. Чтобы показать характер залегания железных руд, их взаимоотношение с вмещающими породами и положение в терригенно-пирокластической толще, приведем конкретные примеры.

Магнетитовые руды обнажаются на левом берегу р. Верхняя Терсь, в 1200 м выше по течению от устья руч. Подхребетного. Выходы этих руд непрерывно прослеживаются на протяжении немногим более 50 м и представляют собой 6—15-метровые блоки, «зажатые» дайками спессартитов и роговообманковых габбро. Все дайки имеют субширотное простиранье и крутые, близкие к вертикальным, углы падения. Мощность их варьирует в пределах 2—15 м. Некоторые дайки соединяются между собой апофизами мощностью в 15—40 см. Судя по обнажениям в русле и по берегам р. Верхняя Терсь строение рудной зоны представляется следующим.

В основании залегает пачка осадочно-вулканогенных пород, состоящая из чередующихся метаморфизованных туфов смешанного диабазодиабазитового состава, полимиктовых алевропесчаников с карбонатным, реже кремнистым цементом, доломитовых известняков и кремнистых туффитов. Последние занимают наиболее высокое стратиграфическое положение и часто непосредственно подстилают руды. В этом случае кремнистые туффиты нередко содержат тонкие (от 1—3 мм до 1,5 см) прослойки и линзочки тонковкрапленного магнетита. Мощность переслаивающихся пород изменяется от 10—15 см до первых метров.

Стратиграфически выше метаморфизованных туффитов, через 20—25 м задернованный интервал, обнажаются тонко- и грубополосчатые (слоистые) магнетитовые и сульфидно-магнетитовые руды, истинная мощность которых приблизительно равна 15 м, причем в коренных выходах не видно основания рудного тела.

Венчается разрез метаморфизованными грубополосчатыми туфами и туффитами основного состава, которые, в свою очередь, судя по редким обнажениям на крутом склоне речной долины, сменяются литокристаллокластическими умеренно кислыми туфами.

В 120 м выше по течению от предыдущего обнажения, на правом берегу р. Верхняя Терсь обнажаются темно-зеленые грубообломочные кремнистые туфы, содержащие маломощный прослой доломитовых известняков. Здесь отчетливо видно, как кремнистые туфы стратиграфически выше сменяются магнетитовыми рудами. Видимая мощность последних равна приблизительно 1 м; руды перекрыты аллювиальными отложениями. Туфы, подстилающие руды, содержат тонкие прослойки бедных (вкрапленных) руд.

Следующий участок, где обнажаются железные руды, — это русло р. Верхняя Терсь, выше по течению от устья руч. Миригеш. В этом отрезке река течет вкрест простирация терригенно-пирокластической толщи, и русло хорошо обнажено. Здесь в разрезе толщи выделяются три стратиграфических уровня локализации руд (рис. 1).

В основании руд залегают обычно микрозернистые, тонко-, грубо-полосчатые кремнистые туфы, окраска которых изменяется от мо-

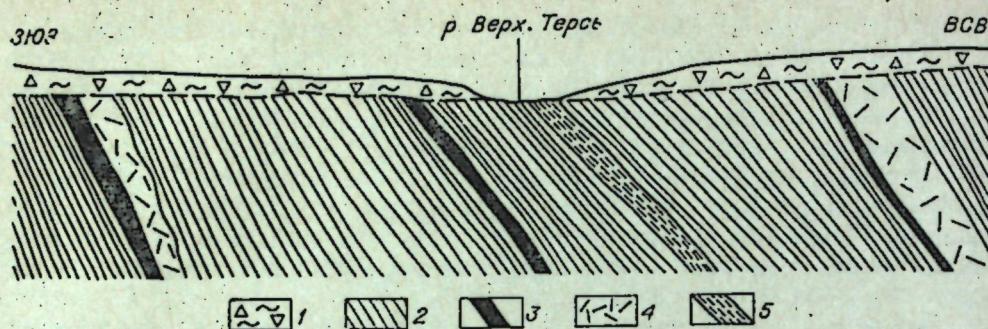


Рис. 1. Схематический геологический разрез р. Верхняя Терсь (выше по течению от устья рч. Миригеш).

1 — аллювиально-делювиальные отложения; 2 — тонко-, грубообломочные кремнистые туффиты; 3 — полосчатые магнетитовые руды; 4 — литокристаллолактические туфы дациевого состава; 5 — алевролиты с карбонатным цементом.

лично-белой до зеленовато-серой. Слоистость в них обусловлена ритмическим чередованием полос, окрашенных в различные тона серого или зеленовато-серого цвета. Мощность отдельных слоев меняется от 1—2 мм до 5—7 см. Реже слоистость подчеркивается разной зернистостью минералов в соседних прослоях, иначе говоря, в туффитах хорошо сохраняется их первичная градационная слоистость.

Под микроскопом в туффитах устанавливается микрогранобластовая структура и преобладающие кварцевый состав с незначительной примесью альбита, эпидота, амфиболя актинолит-тремолитового ряда, хлорита, биотита и кальцита. Темноцветные минералы слагают обычно уплощенные линзочки и прослои, которые размещаются параллельно друг другу. Этим подчеркивается линейная (плоскопараллельная) микротекстура кремнистых туффитов. Иногда в породе сохраняются реликты слоистой текстуры и кластической микроструктуры: бластопелитовой, бластоалевропелитовой и реже бластоалевритовой. Слоистая текстура обусловлена чередованием слоев, различающихся большей частью размером зерен слагающих минералов. Изредка чередующиеся прослойки отличаются минеральным составом: одни из них сложены преимущественно кварцем или альбитом и кварцем, другие — актинолитом и эпидотом. Цемент обычно порового типа и характеризуется кремнистым или алюмоциклическим составом. Многие зерна кварца несут регенерационные каемки.

Туффиты, как правило, содержат ничтожное количество магнетита в виде тончайшей микроскопической сыпи. При приближении к рудам в породах появляются шнуровидные, уплощенно-линовидные или чечевицеобразные обособления мельчайших зерен магнетита, приуроченные в большинстве случаев к границе перемежающихся прослоев. Вблизи руд количество таких обособлений увеличивается настолько, что порода отвечает убогим и бедным железным рудам, т. е. практически намечается постепенный переход от кремнистых туффитов к рудам. Мощность руд составляет приблизительно 5 м.

Стратиграфически выше руд залегают литокристаллолактические туфы дациевых порфиров. Контактовая поверхность их слегка волнистая, но в целом она параллельна полосчатости руд. В составе обломочной части пирокластов преобладают осколки кристаллов (зерна кварца и кислого плагиоклаза). Обломки дациевых порфиров, размер которых изредка превышает 5 см в поперечнике, отмечаются редко и только вблизи подошвы прослоя туфов. Связующая масса их — преимущественно кварц-альбитовая, обладает гетеробластовым, гранобластовым строением. Такие минералы, как биотит, эпидот, амфибол, актинолит-тремолитового ряда и кальцит, в сумме не превышают 10% объема по-

роды, слагают обычно небольшие обособленные участки, определяющие пятнистую окраску туфов.

В 55 м выше по течению реки вновь наблюдаются магнетитовые руды мощностью около 2,5 м, залегающие среди грубообломочных (слоистых) кремнистых туффитов. По внешнему облику, текстурно-структурным особенностям и минеральному составу они тождественны туффитам, описанным выше.

В 75 м от предыдущих руд, в русле реки обнажаются железные руды мощностью около 2 м. Они также залегают согласно среди полосчатых (слоистых) кремнистых туффитов и, в сущности, мало чем отличаются от вулканомиктовых пород соседних обнажений.

В северном направлении железные руды, обнажающиеся в русле р. Верхняя Терсь, прослеживаются на расстояние примерно 2,5 км до кара, протягивающегося на запад от северной оконечности оз. Рыбное. Там магнетитовые руды вновь наблюдаются в коренном залегании. Они приурочены к границе литокристаллолактических туфов дациевого состава и карбонатных пород (рис. 2). В туфах, занимающих более высокое стратиграфическое положение по отношению к рудам, среди обломков иногда присутствуют магнетитовые руды, принадлежащие, вероятно, более ранним прослоям. Это определено указывает на длительный процесс формирования руд, сопровождаемый эруптивной деятельностью древнего вулкана.

Кроме отмеченных выше естественных выходов железных руд на дневную поверхность во многих местах района они вскрыты поверхностными горными выработками, которые известны как рудные участки Левобережный, Правобережный, Подхребетный, Миригеш, Верхне-Терсинский и Черно-Июсский. Судя по фактическому материалу этих участков, геологическое положение железных руд в них мало чем отличается от условий залегания руд, выявленных по естественным обнажениям.

Как видно, геологическое положение руд в терригенно-пирокластической толще различается только деталями, в целом же и вмещающие отложения, и сами руды очень сходны между собой.

Рудные тела во всех известных случаях залегают согласно с вмещающими породами, участвуют вместе с ними в пликативных дислокациях и, как правило, приурочены к смене вулканогенных образований вулканомиктовыми, т. е. к этапам затухания эксплозивного вулканизма.

Оруденение приурочено к туфо-туффитовой пачке сложного строения и состава, в которой присутствуют маломощные (преимущественно до 1 м) прослои и линзы карбонатных пород. Обычно руды залегают среди туффитов, представляющих собой смесь пирокластического материала дациевых порфиров и продуктов дезинтеграции вулканических пород основного (диабазового) и умеренно кислого (дациевого) состава, и псевфитовых литокристаллолактических дациевых туфов. Известны отдельные случаи залегания руд между доломитовыми известняками и дациевыми пирокластами, а также среди разнобломочных туфов умеренно кислого состава и еще реже — среди туфов основного состава. В основании руд залегают породы, характеризующиеся, как правило, более тонкозернистыми структурами.

9 Заказ № 656

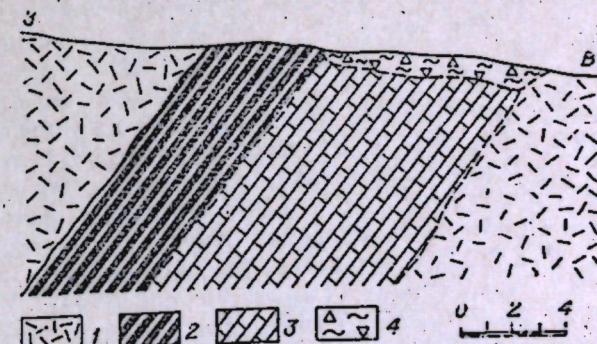


Рис. 2. Схематический геологический разрез окрестностей оз. Рыбного.

1 — литокристаллолактические туфы дациевого состава; 2 — тонко-, микрополосчатые руды; 3 — доломитовые известняки; 4 — делювиальные отложения.

Железные руды слагают в основном уплощенные чечевицеобразные и пластиообразные тела, мощность которых изменяется от двух—трех десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Протяженность отдельных рудных тел достигает приблизительно 1 км. Например, в русле р. Верхняя Терсь руды видны благодаря непрерывным обнажениям более чем на 800 м, а на участке «Левобережный» поверхностными горными выработками рудная зона прослежена по простианию на 860 м без видимого выклинивания. Средняя мощность ее составляет приблизительно 41 м. Не исключено, что эта зона состоит из ряда параллельных рудных тел, так как ее оконтуривание проводилось шурфами по сетке 10×20 и 5×10 м. Наиболее распространены тела мощностью до первых метров и протяженностью до нескольких десятков метров.

Рудные тела характеризуются прямолинейными и ровными контурами. В них отсутствуют извилистые, бухтообразные и тому подобные линии контактов. Изменения мощности тел обычно происходят постепенно и плавно. Контакты тел, в зависимости от петрографического типа вмещающих пород, могут быть четкими и резкими или имеют характер постепенного перехода. В этом случае граница рудных тел может быть определена, пожалуй, только химическим анализом.

Руды, залегающие среди литокристаллокластических туфов умеренно кислого состава, как правило, обладают четкими контактами. В местах, где видно налегание туфов на руды, например на левом берегу р. Верхняя Терсь в 280 м вверх по течению от устья руч. Миригеш, отмечается частичная деформация рудных прослоев, выражающаяся «внедрением» туфов в руды с нарушением их первичной горизонтально-слоистой текстуры. Этот факт обусловлен, вероятно, тем, что на еще слаболитифицированные руды выпадает огромная масса эксплозивного материала, деформируя их своим весом.

С туффитами и нормально-осадочными породами руды обнаруживают часто постепенные переходы. Обычно при приближении к рудам во вмещающих породах отмечается либо повышенная вкрапленность рудного минерала, либо линзовидные обособления его, располагающиеся по слоистости. Далее количество их постепенно увеличивается, и порода уже соответствует бедным рудам. По вертикали такие переходные зоны достигают иногда 1,5 м мощности. Детальное изучение таких участков показывает, что минеральный состав их не испытывает существенных изменений; меняются главным образом количественные отношения минералов за счет постепенного возрастания доли магнетита или сульфидов железа.

Отличительной особенностью внутреннего строения всех рудных прослоев и линз является последовательное и ритмичное чередование слойков богатых руд с безрудными или слаборудными. Мощность таких образований варьирует в широких пределах — от 1—2 мм до 3—5 см, реже достигает 10—20 см, причем меньшей мощностью обладают рудные прослои. По простианию, по крайней мере в размерах естественных обнажений, эти слойки выдерживаются на протяжении первых десятков метров. Нередко, например, безрудные слойки по простианию плавно выклиниваются и сменяются на продолжении рудными прослойями. Подобное чередование отмечается постоянно.

Рудные тела содержат обычно тонкие прослои и линзы слаборуденных яшмовидных кремнистых пород или туффитов, представляющих собой фактически убогие руды. Изредка среди руд встречаются мало мощные прослои карбонатных пород.

Рудные тела, расположаясь параллельно друг другу в туфо-туффитовой пачке, образуют протяжённый рудный горизонт, мощность которого достигает местами 200—250 м. Он прослеживается в районе на рас-

стоянии около 4 км от истоков р. Черный Июс на севере до долины руч. Подхребетного на юге. Мощность пород, разделяющих рудные прослои, варьирует ориентировочно от первых метров до 50—60 м. По простианию горизонта количество рудных линз, а также их мощность существенно изменяются. В некоторых участках по простианию и падению меняется и состав руд. Так, в среднем течении руч. Подхребетного и в его верховьях нами обнаружены серно-колчеданные руды, содержащие незначительное количество магнетита. Эти руды залегают скорее всего в той же туфо-туффитовой пачке, что и железные руды, и также подчиняются складчатым структурам района. Следует отметить, что непосредственных наблюдений о взаимоотношении магнетитовых и сульфидных руд нет, поэтому выяснение взаимосвязи окисных и сульфидных руд требует дополнительных геологических исследований.

ТИПЫ РУД И ИХ ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Среди вулканогенно-осадочных руд рассматриваемой территории по основному полезному компоненту могут быть выделены следующие главные типы: 1) магнетитовые; 2) сульфидно-магнетитовые; 3) сульфидные.

Магнетитовые руды — самый распространенный тип. Примечательная особенность их состава — преобладание пластинчатого магнетита (мушкетовита). Другая характерная черта — невысокое содержание полезного компонента и порою резко изменчивое количество его в пределах небольшого рудного тела. Опробование естественных выходов руд показало среднее содержание железа немногим более 30%, при колебаниях от 9 до 46%. В общем, магнетитовые руды неоднородны по составу и отчасти по текстурно-структурному рисунку. По преобладанию в них минеральных примесей можно выделить многочисленные разновидности: кварц-магнетитовые, хлорит-кварц-магнетитовые, хлорит-амфибол-магнетитовые, эпидот-кварц-магнетитовые, карбонат-амфибол-магнетитовые, эпидот-хлорит-амфибол-плагиоклаз-кварц-магнетитовые и др. Многие из этих разновидностей руд тесно взаимосвязаны и нередко сменяют друг друга по простианию или падению. Практически в каждой из названных разностей содержится в небольших количествах минералы, определяющие состав других руд. Кроме того, фактически все руды, исключая, может быть, кварц-магнетитовые, в том или ином количестве содержат сульфиды железа и изредка меди.

При всей сложности и непостоянстве минерального состава магнетитовых руд определенно намечается преемственность ассоциации силикатов, карбонатов и алюмосиликатов, присутствующих в рудах, и пордообразующих минералов вмещающих пород. Руды, залегающие в кремнистых туффитах, характеризуются преобладающим кварц-магнетитовым, плагиоклаз-кварц-магнетитовым составом при резко подчиненном значении иных, главным образом темноцветных, минералов. Они устанавливаются в ощущимых количествах в рудах, расположенных среди туффитов и туфов смешанного состава. Карбонаты присутствуют в рудах, залегающих на границе нормально-осадочных пород и пирокластов.

Магнетитовые руды обычно характеризуются полосчатой, ритмично-полосчатой, линзовидно-полосчатой и реликтовой горизонтально-слоистой текстурой. Изредка отмечается вкрапленное, гнездово-вкрапленное и массивное сложение. При таком разнообразии тем не менее ведущими являются различные комбинации полосчатых текстур, которые повсеместно подчеркивают главные особенности строения рудных линз.

Полосчатость (и реликтовая слоистость) обусловлена обычно ритмичным чередованием полосок (прослоев) сплошных, густовкрапленных и средневкрапленных руд с безрудными (силикатными) или сла-

борудными прослойми. Мощность отдельных полос изменяется от 1 мм до 15 см, чаще всего она измеряется первыми миллиметрами. Таким образом, выделяются текстуры руд, характеризующиеся всеми переходами от грубополосчатых до тонко-микрополосчатых разностей.

Чередующиеся рудные и силикатные слойки имеют обычно разную мощность. Она оказывается отличной и у близко расположенных рудных прослоев, что, вероятно, связано с неравномерным и пульсирующим поступлением рудного вещества к месту отложения.

Интересной морфологической особенностью текстур руд является сохранение в ряде мест признаков косой слоистости в них, свидетельствующей о неспокойных, динамических условиях среды при формировании железных руд. Углы наклона косых слойков колеблются в пределах 10—17°. Считается, что небольшие углы наклона слойков указывают на образование косой слоистости в морской среде (Ботвикина, 1968).

Местами, например в русле руч. Миригеш, в русле р. Верхняя Терсь, выше по течению от устья руч. Миригеш, на водоразделе руч. Озерной и руч. Миригеш, а также в ряде других участков, в магнетитовых и сульфидно-магнетитовых рудах проявляются линзовидно-полосчатые, пятнисто-полосчатые и пятнисто-вкрапленные текстуры, характеризующиеся довольно резким обособлением рудных минералов. В этом случае рудные участки обладают сплошным (массивным) сложением. Иногда магнетит слагает жилки, секущие полосчатость и соединяющие соседние рудные линзочки. Все эти текстурные особенности обязаны своим появлением скорее всего ранним стадиям метаморфического преобразования исходных тонко-микрослоистых руд, сопровождавшимся локальным перераспределением и перекристаллизацией рудного вещества.

Магнетитовые руды обладают большей частью тонко- и микрозернистыми макроструктурами с размерами минеральных зерен, изменяющимися обычно в пределах сотых—десятых долей миллиметра. Реже наблюдаются более крупные зерна магнетита, достигающие 1—1,5 мм в поперечнике.

Микроструктуры руд относятся к типу гранобластовых. В разностях, где преобладает (или присутствует в заметных количествах) амфибол либо хлорит, обычно отмечается сложное сочетание гранобластовой, лепидобластовой, нематобластовой и фибробластовой структур. Строение руд усложняется нередко резким несоответствием размера минеральных зерен.

В нерудных прослойках изредка видны элементы реликтовой кластической (бластоалевритовой и бластопсаммитовой) структуры, которая подчеркивается наличием регенерационных кайм вокруг острых угольных или слабоокатанных зерен кварца. В наиболее мощных слоях иногда сохраняется градационная слоистость.

Сульфидно-магнетитовые руды. По существу, все, что характерно для магнетитовых руд, всецело приложимо и к этому типу. Сульфидно-магнетитовые руды связаны постепенными переходами с рудами первого типа, отличаясь от них более высоким (до 40% объема) содержанием сульфидов железа и более сложными структурными рисунками. Выделения сульфидов имеют более крупные размеры, хотя местами они соизмеримы с зернами магнетита. Изредка пирит слагает крупные кристаллобласты (до 3—4 мм в поперечнике), которые часто, особенно при наличии агрегатных скоплений их, обуславливают внешне пятнистый облик руд.

Сульфидные руды. По внешнему облику эти руды обладают в основном тонко- и микрозернистым строением с крупностью зерен в сотые—десятые доли миллиметра. Индивиды сульфидов обычно имеют неправильные очертания. Реже, что характерно только для

участков и зон перекристаллизации руд, встречаются крупные зерна пирита с хорошей кристаллографической огранкой. Они, как показано ниже, несут все черты, свойственные метакристаллам.

Текстуры сульфидных руд более разнообразны по сравнению с магнетитовыми и сульфидно-магнетитовыми рудами. Серно-колчеданные руды отличаются прежде всего непостоянством текстурно-структурных рисунков, наблюдавшихся нередко в пределах одного штуфа. Наиболее распространенные текстуры руд определяются комбинацией тонко-микрополосчатого (слоистого), вкрапленного и глобулярного характера распределения рудных минералов. Часто отмечаются элементы плойчатости, волнистости и микроемещений рудных слойков. Сравнительно редко бывают виды линзовидно-полосчатые, неяснополосчатые и пятнистые руды.

Тонко-микрополосчатая (слоистая) текстура сульфидных руд определяется обычно последовательным чередованием полосок, обладающих различной интенсивностью вкрапленности рудных минералов. В штуфах прослеживаются все переходы от бедновкрапленных до густовкрапленных, почти сплошных руд. Мощность чередующихся полосок варьирует в пределах десятых долей миллиметра — первых сантиметров.

Глобулярная текстура свойственна только сульфидным рудам. Она характеризуется наличием сфероидальных обособлений, сложенных агрегатами зерен пирита. Это округлые или слабоуплощенные срастания микроскопических зерен пирита вокруг нерудного минерала. Поперечник сфероидальных обособлений равен примерно одному миллиметру с незначительным отклонением в меньшую или большую сторону. В нерудной массе они обычно изолированы друг от друга и расположены на расстоянии 1—3 мм, реже образуют неправильные агрегаты, состоящие из нескольких «слипшихся» глобулитов.

Глобулярные руды, по имеющимся данным, не слагают самостоятельных тел. Они, как правило, встречаются среди полосчатых вкрапленных руд, располагаясь либо между густовкрапленными полосками, либо сменяя их по простианию.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА РУД

Все типы руд характеризуются примерно одинаковым набором нерудных минералов. Основные отличия заключаются главным образом в их содержаниях и количественных отношениях.

Для магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд главными рудными минералами являются магнетит, мушкетовит, пирит и гематит, причем последний минерал играет в составе руд очень скромную роль. Единичными выделениями присутствует халькопирит, слагающий в основном неправильные микроскопические зерна, пойкилитово включенные в индивидах пирита. Изредка встречается пирротин, развивающийся по пириту. Нерудные минералы представлены кварцем, альбитом ($Ng \leq 1,540$), хлоритом ($Nm = 1,622$), амфиболом актинолит-тремолитового ряда ($Np = 1,642$ — $1,647$; $Ng = 1,667$ — $1,674$; $cNg = 13$ — 16 ; $2V = -(76$ — $81)$ °), эпидотом ($Np = 1,727$; $Ng = 1,774$) и изредка — кальцитом ($No = 1,661$ — $1,664$). В ряде мест в рудах микроскопически устанавливаются слабоокатанные обломки дацитовых порфиров, пироксен-плагиоклазовых порфиритов и осколки кристаллов кварца.

В окисленных рудах часто отмечаются лимонит, халькозин, марказит и иногда гематит. Эти минералы выполняют обычно трещины или окаймляют зерна магнетита и сульфидов железа. Следует отметить, что степень окисления сульфидно-магнетитовых и особенно магнетитовых руд, обнажающихся на дневной поверхности, невелика.

Химический состав

№ анализа	№ образца	Минеральный состав	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	33/1-72	Мушкетовит, кварц; примеси: амфибол, эпидот, хлорит	46,76	0,65	7,35	24,07	10,43	0,12	1,01
2	35/2-72	Мушкетовит, кварц, амфибол; примеси: эпидот, хлорит, альбит, кальцит	40,65	0,65	11,85	16,07	8,96	0,26	5,05
3	340/4	Магнетит, кварц; примеси: эпидот, альбит, амфибол	40,33	0,20	4,13	31,14	15,16	0,11	2,21
4	398	Магнетит, амфибол, эпидот; примеси: кварц, хлорит	8,00	0,10	0,73	59,03	26,45	0,12	1,20
5	386/1	Магнетит, кварц; примеси: хлорит, амфибол	20,02	0,12	2,15	50,77	21,45	0,13	1,00
6	T-31/2	Магнетит, амфибол, пироксен; примеси: хлорит	14,47	0,27	1,23	49,91	24,02	0,20	2,61
7	T-31/3	Магнетит, пироксен, амфибол	7,18	0,23	1,20	59,00	26,88	0,13	1,20
8	T-40/1	Магнетит, кварц; примеси: амфибол	28,74	0,10	0,41	48,59	21,59	0,06	0,30
9	T-43/1	Мушкетовит, кварц; примеси: эпидот, амфибол, альбит, пирит	54,93	0,10	2,13	23,81	13,16	0,08	1,30

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ЗСГУ по течению от устья руч. Миригеш; 2 — правый берег р. Верхняя Терсь, 415 м вверх по течению руч. Миригеш; 4 — среднее течение руч. Миригеш, правый берег; 5—350 м к западу от северной оконечности оз. Рыбного; 6 и 7 — водораздел рек Верхняя Терсь и Черный Июс; 8 и 9 — истоки р. Черный Июс.

Сульфидные руды сложены в большинстве своем пиритом, кварцем и альбитом. В незначительном количестве постоянно присутствует магнетит (3—10%) и халькопирит (единичные зерна — 1%). Спорадически (иногда в ощущимых количествах) в составе руд устанавливаются пирротин, хлорит, амфибол актинолит-тремолитового ряда, эпидот, кальцит, альбит и биотит.

Сульфидные руды в отличие от предыдущих типов мало устойчивы в зоне гипергенеза. Процесс окисления в них проявился наиболее полно, и они встречаются только в реликтовых обломках среди ржаво-буровой окристой массы, сложенной гидроокислами железа. Зона окисления руд распространяется на глубину более чем 10 м. Ржаво-бурые охры с глубиной сменяются полуокисленными сульфидными рудами через образования, напоминающие структурный элювий, в котором сохраняются главные черты строения первичных руд.

Приведем характеристику наиболее распространенных минералов, обращая внимание на те детали их, которые свидетельствуют об особенностях формирования руд.

Магнетит присутствует в резко изменчивых количествах, варьируя от 10—15 до 75—80%. Обычно он слагает ксеноморфные зерна размером в сотые — десятые доли миллиметра. В тонко-микрополосчатых (слоистых) рудах часто отмечаются зерна магнетита, обладающие пластинчатой, игольчатой формой с ровными и четкими ограничениями. Некоторые зерна обнаруживают двойниковое строение. В поперечных срезах эти индивиды имеют ромбовидную форму. Пластинчатые зерна нередко образуют веерообразные, споновидные или радиально-лучистые скопления, реже длинные оси их ориентированы в одном направлении

магнетитовых руд

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.и.п.	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Ni	Co	Zn	V ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	Сумма
8,01	0,14	0,04	1,15	0,031	0,00	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	99,78
13,20	0,47	0,08	1,77	0,046	0,77	Сл.	»	»	»	»	»	99,83
4,47	0,42	0,06	1,68	0,119	Сл.	Не опр.	Сл.	Сл.	0,00	0,09	0,014	100,11
3,21	0,09	0,07	Окс.	0,215	Не опр.	»	»	0,002	0,00	0,03	Сл.	99,21
3,35	0,06	0,10	»	0,045	»	»	»	0,002	0,00	0,05	0,006	99,30
6,42	0,26	0,05	»	0,213	»	»	»	Сл.	0,00	0,38	0,018	100,01
2,93	0,23	0,08	»	0,213	»	»	»	0,004	0,00	0,10	0,004	99,34
0,14	0,06	0,06	»	0,032	»	»	»	0,002	0,00	0,03	0,01	99,17
2,65	0,30	0,04	1,46	0,034	»	»	0,04	Сл.	0,05	0,008	100,4	

(г. Новокузнецк). Местонахождение образцов: 1 — левый берег р. Верхняя Терсь, 330 м вверх по течению от устья руч. Миригеш; 2 — правый берег р. Верхняя Терсь, 275 м вверх по течению от устья руч. Миригеш; 3 — левый берег р. Верхняя Терсь, 415 м вверх по течению руч. Миригеш; 4 — среднее течение руч. Миригеш, правый берег; 5—350 м к западу от северной оконечности оз. Рыбного; 6 и 7 — водораздел рек Верхняя Терсь и Черный Июс; 8 и 9 — истоки р. Черный Июс.

и подчеркивают линейно-параллельную микротекстуру руд. Все эти морфологические особенности характерны для гематита (Волынский, 1949; Рамдор, 1962; и др.), и в данном случае мы наблюдаем полную псевдоморфозу магнетита по гематиту, т. е. мушкетовит. Вероятно, в составе первичных руд в ряде мест преобладал гематит.

Иногда зерна магнетита обнаруживают хорошую кристаллографическую оправку, правда некоторые из них имеют многие черты, свойственные метакристаллам: скелетные формы роста, обилие включений иерудных минералов, идиоморфизм и т. п. (Бетехтин и др., 1958).

В рудах преимущественно кварц-магнетитового состава изредка отмечаются интересные взаимоотношения магнетита и кварца. Магнетит, слагающий ксеноморфные зерна размером в сотые — тысячные доли миллиметра, концентрируется преобладающее по периферии окружных или эллиптических участков, состоящих из гранобластовых агрегатов кварцевых зерен. Такие образования составляют в поперечнике 1—3 мм и напоминают гелеподобные стяжения кремнезема с рудным веществом. По-видимому, в некоторых местах первичное накопление рудных слойков было обусловлено хемогенным коллоидными образованиями кремнекислоты и окислов железа. Последующие диагенетические и метаморфические преобразования исходных руд сопровождались не только формированием минерального вида, но и частичным перераспределением рудного вещества, поскольку мелкие зернышки магнетита отмечаются внутри кварцевого агрегата.

Отметим еще одну особенность расположения рудного минерала, выявленную в рудах, залегающих среди разнообломочных туфов смешанного (диабазо-дацитового) состава. Ксеноморфные зерна магнетита

размером в тысячные, десятитысячные доли миллиметра выполняют в основном промежутки между сферолитами, поперечник которых составляет 0,08—0,5 мм. Они сложены спутанно-волокнистыми агрегатами хлорита и амфибала актинолит-тремолитового ряда и представляют собой, вероятно, застывшие капли лавы основного состава, впоследствии полностью раскристаллизованные.

Пирит обнаруживается во всех разновидностях магнетитовых и сульфидно-магнетитовых руд, присутствуя в количестве от единичных зерен до 40%, чаще — в пределах 5—10%. В сульфидных рудах он является главным минералом, его содержание достигает 85%.

Пирит представлен ксеноморфными зернами размером от десятых долей до 3 мм, реже неправильной формы; индивиды его измеряются сотыми — тысячными долями миллиметра. В магнетитовых рудах они располагаются преимущественно среди нерудной массы. В отдельных случаях отмечаются срастания зерен пирита с мушкетовитом. Многочисленные наблюдения взаимоотношений между этими минералами показывают, что чаще зерна пирита корродируют и частично замещают индивиды магнетита.

Кварц. Из нерудных минералов он, пожалуй, наиболее распространен в рудах. Кварц образует мелкие изометрические зерна, размер которых варьирует от десятых долей миллиметра до 3 мм. Концентрируется он обычно в виде гранобластовых агрегатов линзовидной и уплощенно-линзовидной формы, подчеркивая тем самым плоскопараллельную микротекстуру руд. Иногда, особенно в наиболее мощных нерудных прослойках, многие зерна кварца окружены регенерационными каймами.

В магнетитовых рудах, залегающих среди разнообломочных туfov дацитового состава, гранобластовые агрегаты зерен кварца обладают иногда резко остроугольной, причудливо изогнутой, рогульчатой, серповидной, клиновидной и тому подобной формой, размером в сотые, реже — десятые доли миллиметра. Подобная форма агрегатов указывает скорее всего на их витрокластическое происхождение.

Химический состав вулканогенно-осадочных руд приведен в таблице. Как видно, химический состав рассматриваемых руд чрезвычайно разнообразен. Отмечаются широкие вариации в содержании петрогенных компонентов, а следовательно, и значительная изменчивость минерального состава руд. Обращает на себя внимание невысокое в целом содержание рудных компонентов, хотя для анализа отбирались штуфы из более «богатых» руд. По данным бороздового опробования, содержание рудного железа изменяется в пределах 9—32,5 вес. %.

Для всех разновидностей руд характерна сравнительно высокая кремнистость, что свойственно рудам вулканогенно-осадочного типа. Ряд проб показывает, что руды более чем на 90—95 вес. % состоят из кремнезема и компонентов магнетита. По химическому составу эти руды совершенно идентичны железистым кварцитам.

Следующей характерной чертой руд оказывается крайне ограниченный и, в общем-то, однородный набор элементов-примесей, выявленный спектроскопическим и отчасти химическим методами.

В экзоконтактовой зоне метасоматических плагиогранитов Лавреновского массива магнетитовые руды испытали существенные метаморфические преобразования. Руды приобрели здесь бластокатахлазические, плойчатые, такситовые, цементные, линзовидно-полосчатые и тому подобные текстуры. В составе магнетитовых руд появляются новообразования: гранаты гроссуляр-андрадитового ряда (параметр элементарной ячейки $a_0 = 11,99$), моноклинный пироксен — салит ($2V = 44—48^\circ$, плеохроизм по схеме N_p — светло-зеленый, N_m — желто-зеленый, N_g — серовато-зеленый), амфибол, близкий по составу к гастигиту ($cNg = 17—21^\circ$, $Ng = 1,706$, $Np = 1,690$), эпидот. Эти про-

цессы сопровождаются интенсивной перекристаллизацией рудного вещества. Прежде всего, резко увеличивается размер зерен магнетита; минерал утрачивает пластинчатую форму индивидов, унаследованную от гематита, и приобретает свойственные ему ограничения. Нередко магнетит образует кристаллографически хорошо ограниченные средние и крупнозернистые кристаллы, слагающие гнезда и шлиры. Местами наблюдаются линзовидные обособления сплошного магнетита мощностью до 1 м. Естественно, что при этом первичные магнетитовые руды утрачивают свой характерный внешний облик, текстурно-структурные особенности и минеральный состав и приобретают черты типичных скарновых образований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Вулканогенно-осадочные руды центральной части Кузнецкого Алатау характеризуются сложным составом вмещающих толщ и вполне определенным стратиграфическим положением. В составе вулканитов преобладают пирокластические и вулканомиктовые породы, свидетельствующие о доминирующей роли в период рудонакопления эксплозивных форм вулканизма. Эффузивные их эквиваленты отличаются контрастностью состава и не обнаруживают переходных между собой разностей.

2. Руды формировались в водном бассейне, на что указывают ритмичная слоистость, местами отчетливо градационная, и прослои карбонатных пород. Образование руд проходило в сложных условиях в ореоле активной вулканической деятельности, что доказывается наличием в составе руд обломков эффузивов, пирокластов и витрокластов. Отложение руд неоднократно прерывалось эксплозиями.

3. Вулканогенно-осадочные руды испытали глубокие диагенетические и метаморфические преобразования. В экзоконтактовой зоне Лавреновского массива руды претерпели сложные метасоматические изменения с формированием минеральных парагенезисов и текстурно-структурных особенностей, типичных для скарновых месторождений.

4. По приуроченности к вулканогенным отложениям, внешнему облику, химическому и отчасти минеральному составу вулканогенно-осадочные руды центральной части Кузнецкого Алатау аналогичны горноалтайским рудам типа железистых кварцитов и канадским железным рудам формации Алгома.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадун Т. Н. Текстуры и структуры руд. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Ботвинкина Л. Н. Принципы изучения слоистости в целях использования ее для фациального анализа. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.
Васильев А. А. Железные руды Западной Сибири. — В кн.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Т. I. Новосибирск, 1934.
Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Т. III. М., Госгеолтехиздат, 1949.
Гореванов Е. И. О месторождениях железа в Усинском районе Кузнецкого Алатау. — «Вестник ЗСГРТ», 1933, вып. I.
Гурьянова В. Н. Петрология ультраосновных и пироксенито-габбровых интрузий Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Автореф. канд. дис. Л., 1962.
Додин А. Л. Новые данные по стратиграфии и вулканизму центральной части Кузнецкого Алатау. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1955, № 1.
Додин А. Л. Стратиграфия Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. I. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Додин А. Л. Геологическое строение и основные черты металлогенеза железа Горной Шории и Кузнецкого Алатау. — В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I. Кн. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
Додин А. Л. Алтае-Саянская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 4. М., «Недра», 1968.

Додин А. Л., Горелов Г. Ф. Кузнецкий Алатау и Горная Шория.—В кн.: Геология СССР. Т. 14. Ч. 1. М., «Недра», 1967.

Дымкин А. М., Пономарев В. Г., Пругов В. П., Ткаченко А. А. О генетической природе гранитоидов Лавреновского массива.—«Геол. и геофиз.», 1973, № 2.

Дымкин А. М., Пономарев В. Г., Пругов В. П. Главнейшие рудные формации Терсинского района (осевая часть Кузнецкого Алатау).—«Геол. и геофиз.», 1974а, № 1.

Дымкин А. М., Пономарев В. Г., Пругов В. П. Опыт систематики железорудных месторождений на формационной основе (на примерах Терсинского рудного района).—В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруденения Алтае-Саянской складчатой области. Ч. I. Новосибирск, 1974б.

Камаев С. Г. Минералогия и генезис Лавреновского железорудного месторождения. Автореф. канд. дис. Томск, 1967.

Кирилловский Ф. В., Мухин А. С., Кузнецова В. Г. Терсинская группа магнетитовых месторождений.—В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. I. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1966.

Кузнецов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые Тайдон-Терсинского района западного склона Кузнецкого Алатау.—«Материалы по геологии Зап. Сибири». Томск, 1940, № 10 (52).

Кузнецов В. А. Тектоника Западной Сибири. Сводное описание.—В кн.: Геология СССР. Т. 14. М., «Недра», 1967.

Монич В. К. Верхне-Терсинские железорудные месторождения.—«Вестник ЗСГРТ», 1933, вып. I.

Монич В. К. Докембрийский оливинитовый пояс Кузнецкого Алатау.—«Докл. АН СССР», 1941, т. XXX, № 2.

Мухин А. С., Вахрушев В. А. Каинская и Усинская группы железорудных месторождений.—В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. I. Ки. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Мухин А. С., Кирилловский Ф. В., Бастаногов Ю. Н. Терсинская группа.—В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970. (Труды СНИИГГиМС, вып. 96).

Поспелов А. Г. Кузнецкий Алатау и Горная Шория.—В кн.: Стратиграфия СССР. Нижний кембрий. М., «Недра», 1963.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., ИЛ, 1962.

Студеникин В. П. Геологическое положение Терсинского железорудного района.—В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Материалы науч.-техн. конференции. Новокузнецк, 1969.

Студеникин В. П. Геолого-структурные особенности Верхнетерсинского железорудного района.—«Изв. Кузнецкого отдела географического общества Союза ССР». Кемерово, 1972, вып. 1.

Тюлюпова Б. М. Развитие метасоматического процесса в некоторых месторождениях железа Кузнецкого Алатау.—«Труды Томск. ун-та. Сер. геол.», Томск, 1954, т. 132.

Тюлюпова Б. М. Минералогия и вопросы генезиса магнетитовых месторождений осевой зоны Кузнецкого Алатау. Автореф. докт. дис. Томск, 1969.

Чувакин В. С. Интрузивный магматизм Терсинского железорудного района (Кузнецкий Алатау). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972.

иам Советского Союза и за рубежом также привел авторов к мысли о существовании генетической связи между определенными типами метаморфических железорудных месторождений сходного геологического строения со строго определенными метаморфическими формациями (Добречев, 1974а). Это, в свою очередь, заставило задуматься о целесообразности систематизации метаморфических месторождений железа на формационной основе. Актуальность такой работы, как нам кажется, ощущается в связи с появлением в последние годы различных обзорных карт метаморфизма, которые могут способствовать дальнейшему успешному развитию в Советском Союзе крупномасштабных металлогенических исследований, призванных завершить перспективную оценку прежде всего отдельных регионов в целом, а также некоторых рудных полей и отдельных месторождений.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Под метаморфическими нами понимаются месторождения, руды которых генетически связаны с вмещающими их метаморфическими формациями и в которых метаморфические признаки либо преобладают над существовавшими до метаморфизма, либо являются целиком вновь приобретенными вследствие перемещения и концентрации металлов метаморфизуемых пород в процессе их растворения, перекристаллизации или переплавления пород. Это определение наиболее близко определению метаморфических месторождений, данному Г. Шнейдерхеном (1958) и Я. Н. Белевцевым (1972а, б, 1974).

В качестве основы для выделения градаций метаморфических месторождений нами взята методология рудноинформационного анализа, развиваемая в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (Кузнецов, 1972; Кузнецов, Дистанов, Оболенский, 1972). Зародившись при региональных металлогенических обобщениях, рудноинформационный анализ (по крайней мере на современном уровне развития) является эмпирической процедурой, предусматривающей индивидуализацию неоднократно повторяющихся групп месторождений с устойчивыми минеральными ассоциациями рудных и нерудных минералов и сходной геологической обстановкой нахождения. В качестве главной классификационной единицы здесь выступает «рудная формация».

Понятие о рудной формации как группе однотипных месторождений со сходными минеральными ассоциациями, возникающими в близких геологических условиях, разделяется большинством геологов-рудников Советского Союза (Ю. А. Билибин, Д. И. Горжевский, Е. Е. Захаров, Р. М. Константинов, В. А. Кузнецов, И. Г. Магакьян, С. С. Смирнов, В. И. Смирнов и др.).

Применительно к метаморфическим месторождениям четкого определения «метаморфической рудной формации» сформулировано не было. Под метаморфической рудной формацией авторами понимается группа рудных месторождений, объединенных сходными ассоциациями рудных и нерудных минералов, отвечающих условиям метаморфизма вмещающих их метаморфических комплексов и генетически с ними связанных (близостью времени формирования и приуроченностью к одному и тому же этапу геологического развития региона). Таким образом, главным критерием выделения рудной формации в предлагаемой систематике метаморфических железорудных месторождений, так же как и в других классификациях, основанных на этом принципе, служит выявление генетических или парагенетических связей сообществ месторождений однотипного минерального состава с вмещающими их метаморфическими комплексами соответствующего состава и возраста. Установлено

В. Г. ПОНОМАРЕВ, Н. Л. ДОБРЕЦОВ

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ [ОПЫТ КЛАССИФИКАЦИИ]

Большинство железорудных месторождений в ходе геологической истории претерпели метаморфические преобразования (в ряде случаев неоднократные), вызвавшие не только существенные изменения размеров, состава и строения первичных минеральных агрегатов, но и формы и размеров рудных залежей, т. е. всех тех главных параметров, которые определяют практическую значимость руд. Значение метаморфизма как рудообразующего фактора неоднократно подчеркивалось и рассматривалось на фактическом материале в работах Я. Н. Белевцева, В. С. Домарева, В. А. Кузнецова, Л. Н. Овчинникова, В. И. Смирнова, А. И. Тугаринова и других ученых.

Собственный фактический материал по метаморфическим месторождениям Сибири и анализ литературных данных по другим регио-

новление этих связей и позволяет оценить количество рудных формаций в районе и уточнить объем каждой из них.

Соотношение между метаморфическими железорудными и собственно метаморфическими формациями такое же, как и между магматическими рудными и магматическими формациями (т. е. метаморфическая формация в общем случае может включать несколько рудных формаций, а иногда одна и та же рудная формация присутствует в разных метаморфических формациях).

Разделение метаморфических рудных формаций может осуществляться либо по главнейшим элементам (геохимическим ассоциациям главнейших элементов), либо по рудным минеральным ассоциациям. Последнее лучше оправдывает себя при промышленной оценке конкретного месторождения. Учитывая это, авторы предлагают в понятие «метаморфическая рудная формация» включать перечисление, с одной стороны, ассоциаций главных рудных минералов, составляющих промышленную ценность руд, а с другой — главных метаморфических минералов, определяющих степень метаморфических преобразований. При этом вероятны случаи одно-, двух- и т. д. многометальных формаций. Степенью важности того или иного минерала определяется его место в названии. Например, хлорит-гематит-магнетитовая формация показывает, что ведущим рудным минералом является магнетит, а степень преобразования первичного осадка отвечает однородному метаморфизму фации зеленых сланцев в толщах специфического состава.

Используя опыт классификации метаморфических месторождений ленинградского коллектива сотрудников ИГиГД АН СССР (Великолавинский, Соколов, Глебовицкий, 1968; Кранц и др., 1973) и собственные разработки (Добрецов, 1974а, б; Пономарев, 1974), мы все метаморфические железорудные формации предлагаем объединить в три класса: прометаморфический, реометаморфический и синметаморфический — соответственно со степенью перераспределения первичных рудных концентраций. Выделенные классы в своем объеме близки метаморфизованному, метаморфогенному и ультраметаморфическому типам метаморфогенных месторождений по Я. Н. Белевцеву (Белевцев и др., 1972; Белевцев, 1974). При отнесении руд конкретного метаморфического месторождения к тому или иному классу необходимо учитывать всю сумму контролирующих факторов (Добрецов, 1974б; Тохтуев, 1974): 1) метаморфический контроль — приуроченность к определенным зонам метаморфизма; 2) стратиграфический иformationно-литологический контроль — приуроченность к толще или формации определенного состава и возраста, а также более узкая локализация в «продуктивных» подсвитах, горизонтах и т. д.; 3) тектонический контроль — связь с определенными складчатыми или разрывными структурами в метаморфических формациях; 4) геохимический контроль — пространственная связь с определенными типами сопутствующего метасоматоза, благоприятствующего перераспределению рудных и рассеянных элементов, а также изотопов при метаморфизме вмещающих формаций; 5) магматический контроль — наличие или отсутствие пространственной или геохимической связи с интрузивами. Определяющая роль того или иного из перечисленных критериев при отнесении месторождений в соответствующий класс рассмотрена ранее (Добрецов, 1974а).

В свою очередь в составе рудной формации предлагается выделять минеральные типы, которые, с одной стороны, характеризуют фациальные изменения первичного состава железистых осадков в пространстве и во времени, а с другой — определяются различной степенью и характером сопровождающих метаморфизм метасоматических процессов. Возможно, что некоторые из этих типов соответствуют рангу подформаций.

Предлагаемый вариант общей классификации метаморфических железорудных формаций приведен в табл. 1.

Таблица 1

Принципиальная схема классификации метаморфических железорудных формаций			Тип метаморфизма и ассоциирующего метасоматоза
Класс	Рудная формация	Минеральный тип	
Прометаморфический	Хлорит-гематит-магнетитовая	Кварц-сидероплезит-гематит-магнетитовый Кварц-блотит-хлорит-гематит-магнетитовый Кварц-гематит-магнетитовый Пирит-гематит-магнетитовый	Однородный метаморфизм фации зеленых сланцев в толщах специфического состава
	Амфибол-гематит-магнетитовая	Куммингтонит (грюнерит)-гематит-магнетит-магнетитовый Гранат-блотит-куммингтонит-гематит-магнетит-магнетитовый Кварц-гематит-магнетитовый	Метаморфизм низкотемпературной амфиболитовой фации (B ₃ и C ₃ по схеме Добрецова и др., 1970)
Реометаморфический	Пироксен-магнетитовая	Гиперстен-магнетитовый Фаялит-гиперстен-магнетит-магнетитовый Альмандин-гиперстен-магнетит-магнетитовый Магнетитовый	Метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фации (B ₁ и B ₂)
	Щелочно-амфибол-магнетит-магнетитовая (обогашенная)	Кроссит-родусит-магнетит-гематит-магнетитовый Рибекит-магнетит-гематит-магнетитовый Эгриин-магнетит-гематит-магнетитовый Слюдисто-магнетит-гематит-магнетитовый Ликерит-магнетит-гематит-магнетитовый	Регressive щелочной метасоматоз с выносом кремнезема
Синметаморфический	Сульфидно-магнетитовая	Кварц-альбит-гематит-магнетит-магнетитовый Золото-сульфидно-магнетитовый	Диаэрорез амфиболитовой фации
	Амфибол-ильменит-магнетит-магнетитовая	Амфибол-ильменит-магнетит-магнетит-магнетитовый Амфибол-плагиоклаз-ильменит-магнетит-магнетитовый Ортопироксен-флогопит-магнетит-магнетитовая (магнезиально-скариловая)	Экзоконтактовые зоны фронта гранитизации, наложенные на горизонты железистых кварцитов и амфиболитов
	Лидрагит-андрадит-магнетитовая (глинистая известково-карбонатная)	Фторапатит-андрадит-магнетитовый (глинистый) Андрадит-тироксен-магнетитовый	Зоны регressive метаморфизма фации B ₂ — B ₃ , наложенного на карбонатные и смешанно-карбонатные толщи гранулитовой фации
			Метасоматоз и биметасоматоз в толщах полосчатых железистых кварцитов, контактирующих с карбонатными толщами

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ПРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КЛАССА

В прометаморфический класс объединены месторождения, рудные тела которых были сформированы в ходе прогрессивного метаморфизма фаций зеленых сланцев, амфиболитовой и гранулитовой. Метаморфизм данных ступеней сам по себе не создавал новых концентраций железа, в силу чего химический состав руд по сравнению с исходными «дометаморфическими» железистыми осадками в отношении главных петрогенных элементов (за исключением H_2O и CO_2) практически оставался неизменным (Апельцин, Якушин, 1973; Белевцев, Фоменко и др., 1972). По мнению ряда исследователей, именно таким путем образовались широко распространенные в отложениях докембрия железистые кварциты, итабириты, такониты, джеспилиты, марганцеворудные месторождения докембрия, полиметаллические месторождения Австралии, рудоносные конгломераты и песчаники Казахстана, Канады, Бразилии и Южной Африки.

Главные изменения в железорудных месторождениях данного класса, что собственно говоря, и определяет облик различных рудных формаций, касаются минерального состава и текстурно-структурных особенностей. Повышение степени метаморфизма приводит к сокращению минеральных фаз и упрощению состава руд. Бедные железистые осадки обогащаются в условиях низко- и среднетемпературного метаморфизма легко сепарируемым магнетитом, переходя в разряд промышленных (Гросс, 1969; James, 1965). С другой стороны, в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма фиксируются переход части рудного железа в силикатное (амфиболы, пироксены и т. п.) и, следовательно, ухудшение качества руд (Белевцев, 1972б; Стрыйгин, 1972; и др.). По данным Б. И. Пирогова и В. В. Пироговой (1974), значение средних квадратичных отклонений и коэффициенты вариации средних содержаний общего железа и железа магнетита возрастают для одной и той же разновидности кварцитов от фации зеленых сланцев к амфиболитовой и гранулитовой, что определяется вышеуказанным обстоятельством. Одновременно несколько уменьшается верхний предел содержаний кремнезема (табл. 2) за счет выноса части кремнезема кварца.

Следовательно, при формировании месторождений прометаморфического класса перемещение железа хотя и происходит, но в масштабах весьма незначительных и обычно не выходит за пределы первичного рудного горизонта. Однако при этом вероятны значительная миграция в условиях высокотемпературного метаморфизма редких и рассеянных элементов (особенно в случае, когда они не образуют самостоятельной фазы) и их вынос или концентрация в определенных частях метаморфических рудных тел. Примерами могут служить случаи перераспределения герmania, бора, фтора, золота, фосфора и урана в ходе прогрессивного метаморфизма первичных осадков (Летников, Шкандрый, 1973).

Таким образом, размещение, формирование и особенности месторождений прометаморфического класса определяются в первую очередь литолого-стратиграфическими и в меньшей степени метаморфическими и геохимическими факторами.

Все многообразие месторождений прометаморфического класса с учетом направленного изменения количественных и качественных соотношений рудообразующих инерудных минералов предлагается объединить в три рудные формации: хлорит-гематит-магнетитовую, амфибол-гематит-магнетитовую и пироксен-магнетитовую (см. табл. 2). Главные рудные парагенетические ассоциации перечисленных рудных формаций отвечают специфическим геологическим условиям, господствующим на значительной территории отдельных метаморфических поясов, а разнообразие минеральных типов в пределах формации опреде-

ляется различием минеральных фаций первичных железорудных накоплений (Бугримов, Кутин, Ходюш, 1973): кремнисто-железистая, кремнисто-карбонатно-железистая, кремнисто-силикатно-железистая и карбонатно-сульфидная. Не исключено усложнение за счет присутствия постоянно сопутствующих железооруденению марганцевых фаций.

Минеральные ассоциации, характеризующие месторождения хлорит-гематит-магнетитовой формации, отличаются сложностью минерального состава, тонкозернистостью слагающих их компонентов и в целом хорошей сохранностью реликтовых текстур. Низкотемпературная граница рудной формации определяется исчезновением из состава осадков гриналита и широким развитием миннесотита, а в случае первичного обогащения осадков алюминием, калием, натрием и титаном — вместо миннесотита формируется стильномелан, а также железистые разновидности хлоритов и биотитов. В известковых фациях еще достаточно магнезиально-железистых и железистых карбонатов с присутствием или отсутствием железистых хлоритов и биотитов. Преобладают диабластические и типично ситовидные и субграфические структуры, а среди текстур — реликты слоистых. Высокотемпературная граница минеральных ассоциаций хлорит-гематит-магнетитовой формации определяется, в свою очередь, появлением грюнерита-куммингтона в ходе замещения ранних карбонатов и силикатов. Экспериментально подтверждено преобразование сидерита в магнетит уже на начальных стадиях метаморфизма в условиях слабокислых и слабощелочных сред, но без массового извлечения железа из сидерита. Кроме магнетита в этих условиях идет образование типичных метаморфогенных минералов — железистого хлорита и пирротина (Фоменко и др., 1972; Мельник, 1973).

Формирование месторождений амфибол-гематит-магнетитовой формации происходит при наложении на первичные железистые осадки метаморфизма амфиболитовой фации. Так, например, при метаморфизме безрудных кварцитов с прослойями сидерита железо при метаморфизме мигрирует из сидеритовых прослоев в безрудные кварциты, а кремнезем, наоборот, — в сидеритовые прослои. Общий химический состав толщи при этом не меняется, но в конечном итоге мы имеем дело с совершеннно новым типом руд — мощными зонами магнетитсодержащих куммингтонитовых сланцев (Глаголев, 1966, с. 74). А. А. Глаголев (1966, с. 74) приводит данные И. В. Александрова и А. В. Змеенковой, согласно которым в амфибол-магнетитовых сланцах, отвечающих первичной карбонатно-силикатной осадочной фации, при прогрессивном метаморфизме уменьшается содержание MgO и CO_2 , а в породах кремнисто-железистой фации понижается содержание кремнезема и повышается содержание глиноэзema и окиси магния и незначительно натрия и калия.

Для руд амфибол-гематит-магнетитовой формации характерен более простой минеральный состав при средне- и крупнозернистом строении руд (Derpsiech et al., 1973). Отмечается практически полное очищение нерудных минералов от включений, сидерит и гематит замещаются магнетитом, но в кремнисто-железистых фациях наряду с магнетитом гематит распространен еще довольно широко. Хлорит замещается биотитом, а за счет магнезиально-железистых и железистых карбонатов (сидерита, пистомезита, сидероплезита и т. д.) и кварца образуются амфиболы ряда грюнерит-куммингтонит и частично магнетит. Новообразованные минералы в своем расположении четко следуют первичной слоистости, но слойчатость уже уничтожается полностью, в силу чего полосчатость угрубляется. Среди структур преобладают различного рода бластовые ее разновидности.

Месторождения пироксен-магнетитовой формации представляют собой следующую, еще более высокотемпературную стадию преобразования первичных железистых осадков. Как правило, они пространст-

Таблица 2

Железорудные формации

Формация	Минеральный тип	Минеральный состав*				Текстуры	
		главные минералы		второстепенные			
		рудные	нерудные				
Хлорит-гематит-магнетитовая	Кварц-сидероплезит-гематит-магнетитовый	Гем, Мт, Сид, Пмз	Тюр, Шам, Тлк	Анк-Дол, Ка, Кв, Пен, Би, Сер		Реликтовые осадочные (слоистые и т. д.), сланцеватые	
	Кварц-биотит-хлорит-гематит-магнетитовый	Гем, Мт	Кв, Хл, Би, Стил, Мис, Тлк	Анк, Хлд, Муск, Грин-Кум, Сер, Пир, Пирр			
	Кварц-гематит-магнетитовый	Гем, Мт (размер зерен $\leq 0,1$ мм)	Кв (размер зерен 0,1 мм)	—			
	Пирит-гематит-магнетитовый	Гем, Мт Пир, Пирр	Кв, Хл, Би, Сид, Ка	Ка, Муск (Сер)			
Амфибол-гематит-магнетитовая	Куммингтонит-гематит-магнетитовый	Гем, Мт	Грин-Кум, Акт	Рог, Аб, Гр (Мис), (Аб)		Грубополосчатые, неяснополосчатые массивные, сланцеватые	
	Гранат-биотит-куммингтонит-гематит-магнетитовый	Гем, Мт	Грин-Кум, Би, Альм, Гед, Дол	Ка, Акт, Аб, белая слюда, Муск			
	Кварц-гематит-магнетитовый	Мт, Гем (размер зерен $\geq 0,1$ мм)	Кв (размер зерен 0,1—0,2 мм)	—			
	Гиперстен-магнетитовый	Мт, Мушк	Кв, Гип, Сал, Авг, Ди	(Кум-Грин), (Акт-Тр), Крос			
Пироксен-магнетитовая	Фаялит-гиперстен-магнетитовый	Мт, Мушк	Гип, Фа, Гр, Ол	Рог, Корд, Би, Кв, Рог		Массивные, полосчатые, гнейсовидные	
	Альмандин-гиперстен-магнетитовый	Мт, Мушк	Кв, Гип, Сал, Альм	Пирр, Ант, (Тлк), (Гем), (Пир)			
	Магнетитовый	Мт	Кв (размер зерен $> 0,2$ мм)	Хал, Пл, Мик			

* Здесь и далее приняты следующие сокращения: Аб — альбит, Авг — авгит, Акт — акфиллит, Ап — апатит, Арф — арфедонит, Би — биотит, Гал — галенит, Гед — геденбергит, Опсид, Дол — доломит, Зел — зеленая слюда, Ил — ильменит, Ка — кальцит, Кв — кварц, Кли — клинкерный полевой шпат, Мик — микроклин, Мис — миннесонит, Мон — монацит, Мт — магнетит, Пирр — пирротин, Пмз — пистомезит, Пл — плагиоклаз, Пр — пироксен, Риб — рибекит, Силлиманит, Ск — скаполит, Стил — стильнишомелан, Сф — сфалерит, Тмт — титаномагнетит, рит, Хал — халькопирит, Хл — хлорит, Хлд — хлоритонд, Шам — шамозит, Шп — шинель.

** Набор вмещающих пород (метаморфическая формация) для каждого минерального типа.

прометаморфического класса

Структуры	Средний состав основных компонентов, вес. %	Форма рудных тел	Парагенезис вмещающих пород**	Примеры
Глобулитовые, субграфические, порфиробластические, торцовье, гранонематобластические, гранобластические, гранито- и гранитомагматические	Fe—21—37 S — 0,п P — 0,0п SiO_2 до 45, в пиритовых фациях S преобладает	Согласные пластовые, линзовидные заляжи протяженностью до первых километров и мощностью n — $n \cdot 10$ м	Серицитовые, хлоритовые, биотит-хлоритовые, известково-биотитовые, биотит-мусковитовые, амфиболовые и прочие сланцы, кварциты, мраморизованные известняки, доломиты, метаэффузивы	Коксинские, Среднеекидровские месторождения (Алтай), Карсактай (Казахстан), Мишиникотен (Канада), Северо-Белозерское (Кривой Рог), Ледединское (КМА), Чертомлыкский и Верховецкий районы (Украинский щит) Костомушинское и Гимольское (Карелия), Соудан (США) и др.
Порфиробластические, гранобластовые, гранонематобластовые	Fe—20—42 S — 0,0п P — 0,0п SiO_2 до 42	Согласные пласто- и линзовидные заляжи протяженностью до первых километров и мощностью от n до $n \cdot 10$ м	Различные слюдистые сланцы, амфиболиты (метаэффузивы), кварциты, мраморы и т. д.	Месторождения в олондинской серии Олекмо-Витимской горной области, толщах КМА, Кривого Рога, Гренвильской серии (Канада); Подлянская металлогеническая зона (Польша), формация Исуа (Гренландия) и др.
Крупно- и среднезернистые, гетеробластовые, гранобластовые, пойкилобластовые, мозаичные и т. д.	Fe—20—40 S—0,0п— —0,5 P—0,4—2 SiO_2 до 37	Согласные линзо- и пластовые заляжи протяженностью от десятков метров до первых километров при мощности от n до $n \cdot 10$ м	Пироксеновые, пироксен-амфиболовые, пироксен-биотитовые, гранатовые, кордиерит-гранатовые, силлиманитовые, кианитовые и т. д. кристаллические сланцы, карбонатные породы	Эрзинский р-н (Тувинская АССР), Южная окраина Анабарского массива (Красноярский край), Тараташская серия (Урал), районы Елабуги и Сулеево (Татарская АССР), Китайская группа (Прибайкалье), Володарские аномалии (Украинский щит), Занимадровский р-н (Кольский полуостров), район Суддинет, штат Андхра-Прадеш (Индия)

титанолит, Альм — альмандин, Амф — амфибол, Анд — андрадит, Анк — анкерит, Ант — аントолит, Алм — альмандин, Амф — амфибол, Анд — андрадит, Гем — гематит, Гип — гиперстен, Гр — гранат, Грин — гринерит, Грос — гроссуляр, Ди — диопсид, Кли — клиноцизит, Корд — кордиерит, Крос — Fe-кроссит, Кум — куммингтонит, Цо — цоизит, Кши — кшикоцизит, Корд — кордиерит, Крос — Fe-кроссит, Кум — куммингтонит, Цо — цоизит, Кши — кшикоцизит, Корд — кордиерит, Крос — Fe-кроссит, Кум — куммингтонит, Цо — цоизит, Кши — кшикоцизит, Корд — кордиерит, Крос — Fe-кроссит, Кум — куммингтонит, Цо — цоизит, Кши — кшикоцизит, Корд — кордиерит, Крос — Fe-кроссит, Кум — куммингтонит, Цо — цоизит, Кши — кшикоцизит, Корд — кордиерит, Крос — Fe-кроссит, Кум — куммингтонит, Цо — цоизит, Кши — кшикоцизит, Корд — кордиерит, Крос — Fe-кроссит, Кум — куммингтонит, Цо — цоизит, Кши — кшикоцизит, Эг — эгирин, Эп — эпидот.

в общем, различный, но детали этой корреляции требуют специального обсуждения.

венно и генетически ассоциируют с магнетитсодержащими кристаллическими сланцами среднего, основного и ультраосновного состава, орто- и клинопироксен-плагиоклазовые парагенезисы которых отвечают гранулитовой фации регионального метаморфизма (Добрецов, и др., 1972), хотя в ряде случаев присутствуют уже в высокотемпературной части амфиболитовой (биотит-силлиманитовой) фации. Следует отметить, что низкотемпературная граница гранулитовой фации проводится другими авторами иначе — по полному исчезновению железистого гиперстена, и в таком случае пироксен-магнетитовая формация полностью относится к гранулитовой фации.

Главные парагенетические минеральные ассоциации данной рудной формации следующие: магнетит + гиперстен + кварц + авгит + роговая обманка; магнетит + фаялит + гиперстен \pm гранат + роговая обманка, магнетит + кварц + гиперстен + салит + гранат + диопсид + роговая обманка. Полосчатые кварц-магнетитовые породы (кремнисто-железистая фация), ассоциирующие иногда с пироксенитами, тальковыми породами и амфиболитами, полностью лишены железисто-магнезиальных силикатов и состоят только из кварца и магнетита (Vaidyanadhan, Sastry, 1972).

Рудные тела в пределах месторождений, объединяемых в пироксен-магнетитовую формацию, имеют пласто- и линзовидную форму, залегают согласно с вмещающими их кристаллическими сланцами и дислокированы вместе с ними в одинаковой степени (Сараев, 1973). Для руд характерны массивные, иногда грубополосчатые текстуры и гранобластовые, реже гетеробластовые структуры.

В качестве характерной составляющей пироксен-магнетитовой формации, по-видимому, следует считать недавно открытые на Среднем Побужье тела карбонатно-магнетитовых руд (орудиево-доломитовых кальцифиров), согласно залегающих среди гиперстен-магнетитовых кварцитов. По Ю. С. Лебедеву (1974), доломито-магнетитовые руды образовались в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма за счет обогащенных железом первично-осадочных существенно бескварцевых пород с преобладанием в их составе магнезиально-кальциевых и железистых карбонатов. Для руд характерен следующий парагенезис минералов: магнетит (24—42%) + карбонат (доломит с примесью кальцита до 50—75%) + оливин с продуктами замещения (1—18%) + клиногумит (до 10%) \pm шпинель (до 5%).

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РЕОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КЛАССА

Месторождения реометаморфического класса формируются в процессе дифференциацииrudогенных компонентов в пределах метаморфизуемой толщи благодаря обособлению полезных компонентов при метасоматозе. Они обычно залегают в тех же толщах, что и месторождения прометаморфического класса, но четко отличаются от последних минеральными парагенезисами, структурной позицией и (или) формой тел, а также несовпадением локального метасоматоза с региональным метаморфизмом окружающих толщ. Наряду с литолого-стратиграфическими, метаморфическими и геохимическими факторами в формировании и размещении месторождений реометаморфического класса значительная роль принадлежит тектоническим факторам (связь с определенными складчатыми и разрывными структурами в пределах метаморфических формаций).

Реометаморфический класс месторождений предлагается объединять в три рудные формации: щелочноамфибол-магнетит-гематитовую; магнетитовую (обогащенную) и сульфидно-магнетитовую (табл. 3).

Месторождения щелочноамфибол-магнетит-гематитовой формации, по мнению большинства исследователей, обязаны своим происхождением процессам щелочного метасоматоза в постскладчатых тектонических зонах в толщах, первично обогащенных железом (Ганзееев, 1973). Подтверждением этому может служить ряд месторождений Старооскольского рудного района КМА (Глаголев, 1966). Интересны в этом отношении и проявления натрово-железистого метасоматоза в толщах с железистыми кварцитами в Восточно-Сахалинских горах (о. Сахалин), связанные с тектоническими зонами. Щелочноамфибол-магнетит-гематитовая минерализация проявилась здесь в виде альпийских жилок, прожилков и жил, состоящих из кроссита, стильтномелана, гематита и альбита с соответствующей эгиринизацией вмещающих пород (Шашкина, 1972; Добрецов, Пономарева, 1974).

Используя данные А. А. Глаголева (1966), можно видеть, что руды щелочноамфибол-магнетит-гематитовой формации образуются при щелочном метасоматозе различных пород — куммингтонитовых безрудных кварцитов с прослоями куммингтонитовых сланцев, куммингтонит-магнетитовых, магнетитовых и гематит-магнетитовых кварцитов, сидеритовых и магнетит-сидеритовых кварцитов. Таким образом, роль литолого-стратиграфического и геохимического контроля является второстепенной, хотя еще в достаточной степени рудоконтролирующей и для данной формации. Наряду с этим влияние тектонического фактора четко проявляется в наличии кроме пластовой формы рудных тел жиловидных, штоковидных, языковидных и гнездовидных залежей или неправильной формы рудных тел протяженностью в первые сотни метров, приуроченных к зонам повышенной проницаемости флюидов. В рудах широко развиты полосчато-плойчатые, реже массивные текстуры и зернисто-пластинчатые и гетеробластические структуры.

Минеральные преобразования выражены в появлении в рудных телах натровых амфиболов (рибекита, кроссита, родусита), реже эгирина-авгита и эгирина (обычно вместо куммингтонита), а во вмещающих породах, кроме того, — в альбитизации, карбонатизации, формировании зеленых слюд, при общей временной и пространственной последовательности: альбит \rightarrow натровый амфибол \rightarrow эгирин \rightarrow карбонат; эпидот \rightarrow натровый амфибол \rightarrow карбонат \rightarrow магнетит. Магнетит, как правило, переходит в гематит, поэтому в основном мы имеем дело с гематитовыми и магнетит-гематитовыми разновидностями руд. Кальциевость и железистость формирующихсянерудныхминералов, по-видимому, зависит от температуры растворов и состава замещаемых пород. По мнению В. Г. Кушева (1972), этот процесс по химизму сходен с гранитизацией, но вызывается растворами с температурой порядка 300—500°C. На возможность развития в разломах кристаллического фундамента особой формации рудоносных щелочных метасоматитов, образованных при различных температурах и на разных глубинных уровнях, указывает и В. И. Казанский (1972).

Роль давления в формировании месторождений щелочноамфибол-магнетит-гематитовой формации выяснена недостаточно. Можно предполагать, что при повышенном давлении (метаморфизм дистен-силлиманитового типа) будут образовываться амфиболы типа кроссита, эгирины или натровые марганец-железистые пироксены (бланфордиты) с повышенной примесью жадеита; железистые карбонаты не характерны, во вмещающих породах хлоритонд замещает гранат и ставролит. (Гусельников, 1972; Наумов, 1972).

При андалузитовом типе метаморфизма карбонаты, одновременные с натровым метасоматозом, более распространены; амфиболы и пироксены обычно железистые (Кушев, 1972). Выделенные в данной формации минеральные типы определяются этими обстоятельствами и соответственно типами метасоматоза.

Таблица 3

Железорудные формации

Формация	Минеральный тип	Минеральный состав			Текстура
		главные минералы	второстепенные		
рудные	нерудные				
Щелочно-амфибол-магнетит-гематитовая	Кроссит-родусит-магнетит-гематитовый	Гем, Мт, Мушк	Крос, Род, Кв	Амф, Эг, Тлк, слюда	Тонкополосчатая, полосчато-плойчатая, брекчевидная, массивная
	Рибекит-магнетит-гематитовый	Гем, Мт, Мушк	Риб-Арф., Кв, Риб-Род, Fe-Mg-карбонаты	Эг, Би, Тлк, Аб, Ап, Ка, Анк, Пир	
	Эгирин-магнетит-гематитовый	Гем, Мт	Эг, Зел, Кв, Аб, Fe-Mg-карбонаты	Авг, Мик, Кум, Анк, Ап Риб	
Магнетитовая (обогащенная)	Кварц-альбит-гематит-магнетитовый	Мт (до 80%), Гем	Кв, Аб, Амф	Ка, Дол, Хл, Корд, Анд, Гр	Брекчевидные, полосчатые, массивные
	Слюдисто-магнетит-гематитовый	Мт, Гем	Слюды, Кв, Аб	Ка, Дол, Хл, Гр	
	Анкерит-магнетит-гематитовый	Мт, Гем	Анк, Дол	Хл, Ка	Жильные
Сульфидно-магнетитовая	Золото-сульфидно-магнетитовый	Мт, Au, Пирр, Хал, Сф	Кв, Аб	Сил, Би, Мик, Муск	Жильные

Месторождения магнетитовой (обогащенной) формации обязаны своим образованием локальному метасоматозу с выносом кремнезема, обычно также не совпадающему по интенсивности с региональным метаморфизмом толщ. Рудные концентрации образуются в результате выноса (переотложения) кремнезема из первичных железистых осадков при параллельно протекающем процессе частичного восстановления окисного железа в закисное. Характерная форма залегания их — рудные столбы, гнездообразные и линзообразные залежи в зонах разрывных нарушений на постскладчатом фундаменте. В толщах железистых кварцитов Кривого Рога примерно около 60% промышленных железных руд относится к данному типу (Белевцев, 1968). По данным М. А. Ярошку и В. Л. Оноприенко (1974), в рудах магнетитовой (обогащенной) формации наблюдаются брекчевые, катаклазические структуры и широкое развитие крупнопластинчатых рудных минералов, нередко с двойниками трансляции. В отличие от руд месторождений прометаморфического класса устанавливается стадийность в образовании руд: высокотемпературная зона (в обстановке повышенной щелочности), отвечающая эпидот-амфиболитовой фации, обуславливает формирование магнетитовых руд с мусковитом, биотитом и амфиболом и низкотемпе-

геоморфического класса

Структура	Средний состав основных компонентов, вес. %	Форма рудных тел	Парагенезис вмещающих пород	Примеры
Зернисто-пластинчатая, субграфическая, гранобластическая, цементная, гетеробластическая	Fe до 40 S — 0,0п P — 0,0п Щелочи до 2 MgO до 6,8	Неправильные языко-, гнездо- и пластинидные тела, жилообразные и штокобразные залежи, протяженностью до сотен метров при мощности от первых до десятков метров	Хлорит-слюдистые, кварцево-магнетитовые, гиперстен-магнетитовые, куммингтонит-магнетитовые роговики и сланцы	Старо-Оскольский тип КМА, Криворожская, Желтореческая, Анновская и Сакаганская синклиналии Криворожско-Кременчугской зоны Украинского щита
Крупно-кристаллические, катаклазические	Fe до 55 S—0,п— —0,00п P — 0,0п	Линзы, столбы, штокверки протяженностью до первой сотни метров и значительной мощности	Регионально-метаморфизованные толщи железистых кварцитов	Ингулецкий тип Кривого Рога, краевая зона КМА Холзунское месторождение (Алтай)
Крупно-кристаллические, катаклазические	Fe до 50	Линзы, штокверки небольшой протяженности и мощности	Контакты железисто-кремнистых, реже карбонатных пород, метаморфизованных в гранулитовой фации, с гранитондами	Володарские магнитные аномалии (Украинский щит)

ратурная зона (в условиях понижающейся температуры, щелочности и повышающихся P_{O_2} и $P_{\text{H}_2\text{O}}$) — развитие крупнопластинчатого гематита, хлорита, гидрослюд, карбонатов и т. д. Формирование руд магнетитовой (обогащенной) формации в толщах пород фации зеленых сланцев нередко сопровождается окварцеванием перекрывающих пород и развитием в оклорудной зоне кордиерита, андалузита, амфибала, граната, турмалина, рутила и т. д. (Наумов, 1972; Ярошук, Оноприенко, 1974). В регионально метаморфизованных породах амфиболитовой фации, наоборот, высокотемпературная стадия не сопровождается оклорудными изменениями, в то время как низкотемпературная стадия неизофациальная и характеризуется широким ореолом диафторированных пород.

Скорее всего, месторождения магнетитовой (обогащенной) формации образуются на прогressiveвой стадии в условиях резко дифференцированных тектонических движений. Вероятно, в этом случае значительную роль должна играть повышенная растворимость кварца в участках локально-повышенных давлений.

Руды сульфидно-магнетитовой (с золотом) формации пространственно приурочены к зонам сопряжения железисто-кремнистых, реже кар-

бонатных пород, метаморфизованных в амфиболитовой или гранулитовой фации, с гранитоидами. Генетически данная минерализация связана с процессами диафтореза пород гранулитовой фации (Усенко и др., 1973; Ярошук, Сахацкий, 1973).

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СИНМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КЛАССА

В синметаморфический класс — ультраметаморфический тип метаморфогенных месторождений, по Я. Н. Белевцеву (Белевцев, Коваль, Николаенко, 1972) — объединены скарновые титаномагнетитовые и магнетитовые месторождения, формирующиеся в зонах развития анатексиса и сопутствующего диффузионно-ирафiltrационного скарнирования и железооруднения и сопровождающиеся метаморфно-метасоматическим преобразованием пород*. Минеральный состав таких скарново-магнетитовых руд, их структурно-текстурные и химические особенности, морфология рудных тел и характер метасоматической зональности весьма сходны со скарновыми месторождениями, которые традиционно рассматриваются в свете контактово-метасоматической концепции. Однако в последние годы появляется все больше фактического материала, позволяющего геологам как Советского Союза (Я. Н. Белевцев, В. В. Жданов, Д. И. Михайлов, Л. А. Мирошниченко, Д. П. Сердюченко, Н. Г. Судовиков и многие другие), так и Запада говорить о метаморфогенной природе ряда казалось бы типичных «магматических» скарновых месторождений (Смирнов, 1973).

Предлагается месторождения синметаморфического класса объединять в три формации (табл. 4): амфибол-ильменит-магнетитовую, ортопироксен-флогопит-магнетитовую (магнезиальноскарновую) и андродит-магнетитовую (глубинную известковоскарновую).

Образование месторождений амфибол-ильменит-магнетитовой формации связано либо с «ультраметаморфизмом» кристаллических сланцев, первично обогащенных железом, либо с динамометаморфизмом первично магматического титаномагнетитового оруднения (Борисенко, и др., 1972; Мельник, 1960; Склар, 1972). Предполагается, что в первом случае в процессе гранитизации (магматизации) гнейсов и кристаллических сланцев (обычно с небольшой ролью карбонатных пород) осуществляется вынос из гранитизированных пород кальция, магния и элементов семейства железа с последующим их переотложением в тектонически ослабленных зонах и формированием жильных, прожилковых и вкрашенных рудных скоплений и железо-магнезиальных образований. Наиболее перспективными для выявления промышленно ценных концентраций ильменитовых и ильменит-магнетитовых руд считаются площади развития пород гранулитовой (пироксен-гранулитовой), амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, первично содержащих непромышленную вкрашенность титаномагнетита (Немцович, 1966). Во втором случае в результате динамометаморфизма первично магматических титаномагнетитовых руд происходит вынос титана из магнетита и его концентрация в форме ильменита.

В амфибол-ильменит-магнетитовой формации преобладают мелко-зернистые массивные, шлировые или жильные текстуры. Обычен парагенезис: ильменит + магнетит + роговая обманка + хлорсодержащий апатит \pm скapolит \pm пирит и пирротин. В отличие от магматических титаномагнетитовых руд в рудах этой формации отсутствуют сетчатые структуры распада титаномагнетита. Концентрации элементов-примесей

в магнетите массивных и вкрашенных руд близки: ванадий накапливается в магнетите, а скандий — в ильмените; роговая обманка, ассоциирующая с редкими минералами, содержит скандий, титан и ванадий (Борисенко и др., 1972).

Формирование месторождений ортопироксен-флогопит-магнетитовой (магнезиальноскарновой) формации рассматривается как результат воздействия наложенных процессов метаморфизма амфиболитовой фации, сопряженных с анатексисом, на древние глубоко метаморфизованные железорудные толщи (гранулитовая фация), содержащие прослои доломитовых мраморов (Михайлов, 1972, 1973; Судовиков, 1965; Энтин, 1971; и др.). Образование железо-магний-кальциевых метасоматитов отделено значительным интервалом времени от раннего регионального метаморфизма гранулитовой фации и не зависит от него. На основании кальцит-доломитовых и других «термометров» считается, что температуры наложенного метаморфизма были не ниже 630—650°C для диопсид-доломитовой ступени и 570—580°C для доломит-тремолитовой (Йоффе, Кицул, 1973). Эти температуры, особенно последняя, могут быть занижены.

Для месторождений ортопироксен-флогопит-магнетитовой формации отчетливо проявляется литологический, структурный и метаморфический контроль (Михайлов, 1973; Энтин, 1971). В подавляющем большинстве случаев они приурочены к кристаллическим сланцам основного состава с прослоями доломитовых мраморов, которые были источниками железа, магния и кальция для жильных метасоматитов. В общем структурный контроль определяется расположением пласто-, линзо- и жиловидных рудных тел вдоль разломов глубокого заложения. В каждом конкретном случае положение рудных тел контролируется кристаллизационной сланцеватостью и развитой вдоль нее сланцеватостью, а в участках сложного складчатого строения — элементами разрывной тектоники. При этом размеры метасоматических рудных тел, как правило, более значительные в участках сложного складчатого строения (Михайлов, 1973). Метаморфический контроль, как ясно из сказанного, определяется приуроченностью рудных тел к участкам развития диафтореза амфиболитовой фации в кристаллических сланцах и гнейсах.

Редкоземельно-борат-магнетитовый минеральный тип ортопироксен-флогопит-магнетитовой формации представлен массивными или полосчатыми пласто- или линзовидной формы рудными телами с примесью различных магнезиальных и магнезиально-кальциевых алюмосиликатов, залегающих согласно в кристаллических сланцах со значительным содержанием доломитовых мраморов и кальцифиров (Сердюченко и др., 1963). Отнесение данного минерального типа к синметаморфическому классу несколько условно; возможно, правильнее было бы его рассматривать в реометаморфическом классе.

Месторождения андродит-магнетитовой (глубинной известковоскарновой) формации пространственно приурочены к мобильным тектоническим зонам (линеаментам). Последние четко фиксируются полями наложения интенсивного кремнисто-натрового метасоматоза на регионально метаморфизованные (фации зеленосланцевая и амфиболитовая) породы андезито-базальтовой ассоциации и условно могут рассматриваться как аналоги палингенно-метасоматической гранитизации средних глубин (Пономарев, 1974; Дымкин и др., 1974; Шепель, 1972). Для руд андродит-пироксен-магнетитового минерального типа данной формации характерны: отсутствие прямой генетической связи с конкретными активными интрузивами; приуроченность к определенному стратиграфическому уровню при узловом размещении месторождений; формирование скарнов и руд в участках активизации многочисленных контактов карбонатных и алюмосиликатных пород; согласное залегание и многоэтажность оруднения; качественная однотипность веществ-

* Иногда такие зоны скарнирования и железооруднения трактуются как результат региональной базификации, сопряженной с гранитизацией (Судовиков, 1964; Жданов, Малкова, 1974), что весьма дискуссионно.

Таблица 4

Железорудные формации

симметаморфического класса

Формация	Минеральный тип	Минеральный состав			
		главные минералы		текстура	
		рудные	нерудные		
Амфибол-ильменит-магнетитовая	Амфибол-ильменит-магнетитовый	Мт, Тмт, Ил	Рог, Кв	Пир, Пирр, Хал, Гем, Сфен, Сф, Би, Пр	Массивные, прожилковые, полосчатые, пятнисто-полосчатые, вкрапленные
	Амфибол-плагиоклаз-ильменит-магнетитовый	Мт, Тмт, Ил	Пл, Рог, Кв, хлорапатит, Ск	Пир, Пирр, Гем, Сф, Олиг, Би, Мп-гранат, Рп	
Ортопироксен-флогопит-магнетитовая (магнезиально-скарновая)	Редкоземельно-борат-магнетитовый	Мт	Курчатовит, ашарит, людвигит, Орт, ксенотим, Сетитанит	Фл, Гип, Форст, Шп, хондродит, серпентин, Амф, Акт	Массивные, полосчатые, гнейсовидные
	Флогопит-шипиль-магнетитовый	Мт	Фл, Форст, Шп, Ск, Амф, Ди, Пл, Кпиш	Рог, Са, Сфен, Ап, Пир, Пирр, Хал	
Андрадит-магнетитовая (глубинная известково-скарновая)	Андрадит-магнетитовый	Мт, Гем	F-Ап, Кв, Анд, Акт, Рог, Рп	Тмт, Пир, Пирр, Ди, Тр, Би, Муск, Эп, Орт, Сфен, Ка, Эп	Массивные, полосчатые, гнейсовидные
	Андрадит-пироксен-магнетитовый	Мт	Ди, Анд-Грос, Кв	Гем, Пир, Пирр, Гип, Рог, Акт, Тр, Ка, Клц, Та, Гал, Ск, Сал, Цо, Эп	Массивные, полосчатые, вкрапленные, пятнистые, прожилковые

венного состава руд и боковых пород; относительно простой минеральный состав руд; наличие (иногда в пределах одного месторождения) типичных метасоматических и полосчатых руд (с реликтами первичной слоистости). Источниками железа для руд данного минерального типа были первичные рудные концентрации в дометаморфических толщах и железо, выносимое из силикатов (Рудник, Беляев, 1973; Чистяков, 1971). Процесс формирования таких скарново-магнетитовых руд отчетливо подразделяется на две стадии: высокотемпературную, в течение которой образуются безрудные скарны гранат-пироксенового состава, и более низкотемпературную — наложение на скарны магнетита, амфибила, эпидота, кварца и т. д. Отмечается совмещение в пределах одного месторождения окисного железорудного и сульфидного оруденения.

По-видимому, к этому же минеральному типу следует относить скарноподобные породы с магнетитом в протягивающихся на сотни километров зонах регионального скарнирования, трактуемых как зоны ре-

Структура	Средний состав основных компонентов, вес. %	Форма рудных тел	Парагенезис вмещающих пород	Примеры
Гипидиоморфно-зернистая, гранобластовая, порфиробластовая, контактические	Fe—50—60 S—0,0п P—0,0п—0,п SiO ₂ —3—4 Ti—2—5	Неправильные вкрапленные тела, линзы, жилы от первых метров до первых сотен метров при мощности от первых сантиметров до первых десятков метров	Мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы, карбонатные породы, амфиболиты, горизонты железистых кварцитов	Радионовское, Демьяновское (Украинский щит), Новоселковское (Белорусский массив), штаты Нью-Йорк и Нью-Джерси (США)
Гранобластовая, порфиробластовая, субграфические	Fe до 50 S—0,0п—0,п P—0,п	Пласто- и линзовидные залежи протяженностью до нескольких сотен метров при мощности в первые десятки метров	Мигматиты, гнейсы, кристаллические сланцы с доломитовыми породами. Магнезиальные скарны	Унгрино-Тимптонский железорудный район (Центральный Алдан), Магнетитовое (Бурятия), Среднее Побужье (Украинский щит) и др.
Гранобластовая, контактические, субграфические, порфиробластические	Fe—60—68 S—0,0п—0,п P—5—8 Ti—до 1	Соскладчатые пласто- и линзовидные тела до 1 км при мощности до десятков метров	Кристаллические сланцы, геллефлинты, лептины, лептитовые гнейсы, амфиболиты. Известковые скарны	Маркакульское (Алтай), Лебяжинское (Урал), Кирунавары, Луссавара, Гелливаре, Экстремберг, Грэнгесберг и др. (Швеция), Утаха (США)
Гранобластовые, порфиробластические и т. д.	Fe до 47 S—0,п—7 P—0,0п—0,п Ti—0,0п SiO ₂ до 12 CaO до 10	Пласто- и линзовидные залежи протяженностью первые сотни метров при мощности в первые десятки метров	Регионально-метаморфизованные породы зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Известковые скарны	Лавреновское (Кузнецкий Алатау), Енашиминская зона (Енисейский кряж), ряд месторождений Ташелгинского рудного поля (Горная Шория)

гиональной базификации (Жданов, Малкова, 1974). Для таких скарново-магнетитовых руд установлена закономерная связь с железистыми кварцитами, метаморфизованными в амфиболитовой и гранулитовой фациях, и приуроченность к зонам деформации и повышенной проницаемости в консолидированных мигматитах и гранитах. В пределах рудных тел отмечается неравномерное распределение магнетитового оруденения (местами руды постепенно переходят во вмещающие породы). Рудоносные тела в ряде случаев также обладают зональным строением: амфиболитовая порода → диопсидовая порода → диопсидовая порода с магнетитом → магнетитовая руда. Магнетитовые руды в крупных метасоматических массивах залегают в виде сложных ветвящихся тел (Жданов, Малкова, 1974).

В случае наложения в участках ультраметаморфизма щелочного метасоматоза, с преобладающей ролью калия, на первично обогащенные фосфором и железом породы происходит образование фторапатит-

андрадит-магнетитовых руд со скаполитом или без него (Иванов, 1973; Banerji, 1964; и др.).

В заключение необходимо отметить, что предлагаемый вариант классификации метаморфических месторождений железа на формационной основе является первым опытом в этом направлении. Как и любой первый вариант, он содержит ряд недостатков, и авторы это отчетливо представляют. Теория метаморфогенного рудообразования еще разрабатывается или находится в стадии гипотезы. По мере уточнения общих положений некоторые подразделения систематики могут существенно измениться. Например, ряд выделенных минеральных типов в дальнейшем возможно будет рассматривать как формацию или подформацию.

Авторы благодарны академику В. А. Кузнецovу и академику В. С. Соболеву за ряд ценных критических замечаний и советов, высказанных по принципам классификации метаморфических месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Апельцин Ф. Р., Якушин Л. Н. Некоторые особенности мобилизации рудных элементов в процессах метаморфизма и гранитизации осадочно-вулканогенных пород.— В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., «Недра», 1973.

Белевцев Я. Н. Метаморфические месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., «Наука», 1968.

Белевцев Я. Н. Региональная метаморфическая зональность центральной части Украинского щита.— «Геол. журнал», 1972а, т. 32, вып. 3.

Белевцев Я. Н. Генетические проблемы метаморфогенных месторождений.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Ч. 1. Киев, «Наукова думка», 1972б.

Белевцев Я. Н. Генетические проблемы метаморфогенных месторождений.— В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.

Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1972.

Белевцев Я. Н., Фоменко В. Ю., Кучер В. М., Кузенок С. В. Мобилизация металлов из осадочных и метаморфических пород водными растворами (по экспериментальным данным).— «Геол. журнал», 1972, т. 32, № 3.

Борисенко Л. Ф., Островский В. Е., Сердобова Л. И., Сотсков Ю. П. Об элементах семейства железа в ильменит-магнетитовых рудах Белорусского кристаллического массива.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 5.

Бургимов Л. П., Кутин В. В., Ходюш Л. Я. Аутигенино-минералогическая зональность железистых кварцитов Чертомлыкского месторождения.— В кн.: Геология и рудность юга Украины. Вып. 6. Днепропетровск, 1973.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Зональность прогрессивного метаморфизма и металлогеническая специализация метаморфических зон.— В кн.: Труды МГК. XXIII сессия. М., «Наука», 1968.

Ганзеев А. А. Редкие элементы в щелочных метасоматитах Кривого Рога и Курской магнитной аномалии.— «Докл. АН СССР», 1973, т. 212, № 3.

Глаголев А. А. Метаморфизм докембрийских пород КМА. М., «Наука», 1966.

Гросс Г. Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений. М., «Мир», 1969.

Гусельников В. Н. Генетические проблемы железорудных формаций КМА. М., «Наука», 1972.

Добречов Н. Л. О критериях выделения и принципах классификации метаморфогенных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1974а, № 8.

Добречов Н. Л. О классификации метаморфогенных месторождений.— В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974б.

Добречов Н. Л., Пономарев Л. Г. Раннемезозойские глаукофансланцевые пояса северо-западной части Тихоокеанского обрамления.— В кн.: Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974.

Добречов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. М. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972.

Добречов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.

Дымкин А. М., Пономарев В. Г., Пругов В. П. Опыт систематики железорудных месторождений на формационной основе (на примерах Терсинского рудного района).— В кн.: Проблема генезиса, закономерности размещения и перспективы железооруднения Алтая-Саянской складчатой области. Часть 1. Новосибирск, «Наука», 1974.

Иванов В. И. Маркакульское месторождение апатит-магнетитовых руд на Алтае и его сопоставление с железорудными месторождениями типа Киркны в Швеции. Автограф. канд. дис. Томск, 1973.

Иоффе Л. И., Кицул В. И. Результаты изучения магнезиальных кальцитов в целях термометрии из докембрийских регионально-метаморфических карбонатных пород гранулитовой фации.— В кн.: Петрология гранулитовой фации Алданского щита. М., «Наука», 1973.

Жданов В. В., Малкова Т. П. Железорудные месторождения зон региональной близости. Л., «Недра», 1974.

Казанский В. И. Дислокационный метаморфизм и эндогенное рудообразование в разломах кристаллического фундамента.— В кн.: Минеральные месторождения. Материалы МГК. XXIV сессия. Пробл. 4. М., «Наука», 1972.

Комов И. Л. Некоторые закономерности размещения железорудных месторождений в центральной части Енисейского кряжа.— «Геол. рудных месторожд.», 1968, № 4.

Кранц К. О., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Дагелайский В. Б., Салье М. Е., Турченко С. И. Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрии СССР.— «Геол. рудных месторожд.», 1973, № 6.

Кузнецов В. А. Рудные формации.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972.

Кушев В. Г. Щелочные метасоматиты докембра. Л., «Недра», 1972.

Лебедев Ю. С. Особенности образования новой для Украинского щита разновидности докембрийских метаморфогенных железных руд.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.

Летников Ф. А., Шкаандрий Б. О. О степени сохранности первичного состава докембрийских пород при развитии метаморфических процессов.— В кн.: Литология и осадочная геология докембра. М., «Наука», 1973.

Лунц А. Я. Железисто-кварцевые метасоматиты кристаллического фундамента Латвии и основные процессы их формирования.— В кн.: Проблемы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, «Зиннатне», 1973.

Михайлов Д. А. О геологических условиях образования Fe-Mg-Ca метасоматитов в докембрийских комплексах.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 5.

Михайлов Д. А. Магнезиально-кальциевые рудоносные метасоматиты докембра. Л., «Наука», 1973.

Мельник Ю. П. Ильменит из гранитизированных железистых пород Криворожского района.— «Зап. Всес. минералог. об-ва. Вторая серия», 1960, ч. 89, вып. 3.

Мельник Ю. П. Физико-химические условия образования докембрийских железистых кварцитов. Киев, «Наукова думка», 1973.

Наумов В. П. Метаморфизм пород железисто-кремнистой формации КМА. Автограф. канд. дис. Л., 1972.

Немцович В. М. Некоторые особенности метаморфогенных Ti-Fe-Ti концентраций.— «Геол. рудных месторожд.», 1966, № 5.

Пирогов Б. И., Пирогова В. В. Минералогическое исследование железных и марганцевых руд. М., «Недра», 1974.

Пономарев В. Г. Метаморфогенные месторождения скариово-магнетитовых руд и некоторые закономерности их размещения.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.

Рудник В. А., Беляев Г. М. Осадочно-вулканогенные комплексы как источник рудного вещества при гранитообразовании.— В кн.: Литология и осадочная геология докембра. М., «Наука», 1973.

Сараев С. В. Минералого-петрографическая характеристика, метаморфизм и особенности генезиса железорудных месторождений Китайской группы (Юго-Западное Прибайкалье). Автограф. канд. дис. Новосибирск, 1973.

Сердюченко Д. П., Глебов А. В., Павлов В. А. Людвигитовая минерализация и (Fe-B-TR)-парагенезис в древних платформах. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Склияр В. П. О магнетите в породах Мариупольских железорудных месторождений.— «Геол. журнал», 1972, т. 32, вып. 4.

Смирнов В. И. Проблемы геологии рудных месторождений на Международном геологическом конгрессе в Канаде.— «Геол. рудных месторожд.», 1973, № 1.

Стрыгин А. И. Характерные черты метаморфогенных месторождений и вопросы их классификации.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев, «Наукова думка», 1972.

Судовиков Н. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964.

Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование.— «Сов. геология», 1965, № 1.

Тохтуев Г. В. О критериях поисков железорудного сырья в докембре Украины.— «Геол. журнал», 1974, т. 34, № 1.

Усенко И. С., Кравченко Г. Л., Сахацкий И. И. Особенности распределения золота в железисто-кремнистых и некоторых других кристаллических породах Приазовья.— «Геол. журнал», 1973, т. 33, № 5.

Фоменко В. Ю., Кучер В. Н., Кузенок С. В. Образование магнетита в условиях низких фазий метаморфизма.— «Геол. журнал», 1972, т. 32, № 5.

Чистяков В. К. Роль гранитизации при образовании рудных месторождений.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, «Фан», 1971.

Шашкина В. П. Проявления метасоматоза в метаморфических толщах Сахалина.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 3.

Шепель А. Б. Геологическое строение и основные черты петрологии Ташелгинского железорудного поля Кузнецкого Алатау. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1972.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М., ИЛ, 1958.

Эйтин А. Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в центральной части Алданского щита. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1971.

Ярошук М. А., Оноприенко В. Л. Рудообразование в Криворожье в связи с процессами регионального и локального метаморфизма.— В кн.: Проблема метаморфогенного рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974.

Ярошук М. О. Сахацький І. І. До мінералогії порід Володарських магнітних аномалій.— «Доповіді АН УРСР», Б, 1973, № 9.

Banerji A. K. On the genesis of copper sulphide, apatite-magnetite and uraniferous mineral veins along part of the Singhbhum shear zone, Bihar, India.— In: Int. Geol. Congr. Rep. 22nd Sess. India, 1964. Part 5, New Delhi, 1964.

Dępcuch T., Driedzic A. J. O. Kobata-Pendias A., Karaczum K., Kubicki S., Taszkiewicz A., Ryka W., Znosko J. Skaty platformy prekambryjskiej w Polsce Cz. I. Pod oze krystyliczne.— "Pr. Inst. Geol.", 1973, № 68.

James H. L. Zones of regional metamorphism in the Precambrian of northern Michigan.— "Geol. Soc. America Bull.", 1965, vol. 66.

Vaidyanadhan R., Sastry A. V. Structure and petrography of the quartz-magnetite and associated rocks of Siddipet area, Medak district, Andhra Pradesh.— "J. Geol. Soc. India", 1972, vol. 13, № 1.

ного разлома. Метагаббройды слагают тело грубо линзовидной формы и по своим морфологическим особенностям относятся к типу «трещинных» интрузий, столь характерных для участков платформ сложноблокового строения. В составе массива выделены собственно габбро, габбро-нориты, оливиновое габбро (?), пироксениты и горнблендиты. Залегают эти породы в виде отдельных полос и мало мощных линз. Интенсивное преобразование массива габбройдов в условиях гранулитовой фации метаморфизма не позволяет детализировать особенности его внутреннего строения. Можно лишь в общем виде по характеру плагиоклаза и фемических минералов из реликтов исходных пород, а также по их структурно-текстурным признакам установить, что плутон имел псевдостратифицированное строение (Дымкин и др., 1975а).

В глубинной части массива встречаются небольшие участки пород, в которых плагиоклаз имеет необычно высокую основность (№ 89—92); в ассоциации с ним, по-видимому, находился оливин. Он не сохранился неизмененным и угадывается только по характерной чечевицеобразной форме, а также по составу вторичных продуктов — серпентину и боуллингиту. Парагенезис оливинина и основного плагиоклаза образовался в раннюю стадию кристаллизации расплава. Концентрация оливиновых метабазитов в «придонной» части массива указывает на порядок выделения минеральных фаз и вместе с тем свидетельствует о явлениях гравитационной кристаллизации. Позднее, в виде отдельных чередующихся в разрезе «слоев», были сформированы пироксениты, габбро-нориты, габбро, а в самой верхней части массива, как показывает состав плагиоклаза (№ 38—49), обособились габбро-диориты и, возможно, даже диориты.

Среди измененных габбройдов небольшими интервалами по скважинам встречаются породы, сложенные почти исключительно амфиболовом. В виде примеси в них присутствуют клинопироксен, единичные призмочки плагиоклаза (№ 46—52) и вкрапленный титаномагнетит с хромитом. Характерной структурой распада твердых растворов является сидеронитовая структура, а также отсутствие ясных признаков бластеза дают основание предполагать, что в данном случае мы имеем дело с реликтами горнблендитов. Судя по сохранившимся участкам первичных пород, основу массива составляли габбро-нориты, все

А. М. ДЫМКИН, А. С. МАХНАЧ, В. И. ПАСЮКЕВИЧ,
А. И. СТАСЕВИЧ, М. П. МОГИЛЕВА

ПОЛИГЕННОСТЬ И ФОРМАЦИОННАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ НОВОСЕЛКОВСКОГО ИЛЬМЕНИТО-МАГНЕТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (БССР)

В генетическом ряду многочисленных рудных объектов Русской платформы особое место занимает Новоселковское ильменито-магнетитовое месторождение. Оно отличается от других известных месторождений кратогена характером рудной минерализации, структурным положением, составом вмещающих пород и высокой степенью метаморфизма. Здесь наиболее отчетливо проявилось влияние ультраметаморфических процессов на преобразование руд и вмещающих пород. Исключительно сложная и длительная история формирования месторождения, связанная с магматическим этапом, прогressiveным и регressiveным метаморфизмом, запечатлелась не только в смене одних минеральных парагенезисов другими, но и в коренном изменении морфологии рудной зоны. Для рассматриваемой территории это новый тип рудных формаций, сходный по набору существенных признаков с некоторыми формациями складчатых областей.

Месторождение открыто в 1966 г. при региональных геолого-геофизических исследованиях центральной части Белорусского кристаллического массива (Бабкин и др., 1967).

Ильменито-магнетитовые руды залегают среди архейских сложнодислоцированных пород кристаллического фундамента, представленных амфиболитами, пироксеновыми, амфиболовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами, плагио-гнейсами и гранито-гнейсами, сформированными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В районе месторождения породы фундамента перекрыты сплошным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений, мощность которых колеблется от 150 до 170 м (рис. 1).

Непосредственно вмещающими оруденение породами являются интенсивно метаморфизованные габбройды, приуроченные к зоне глубин-

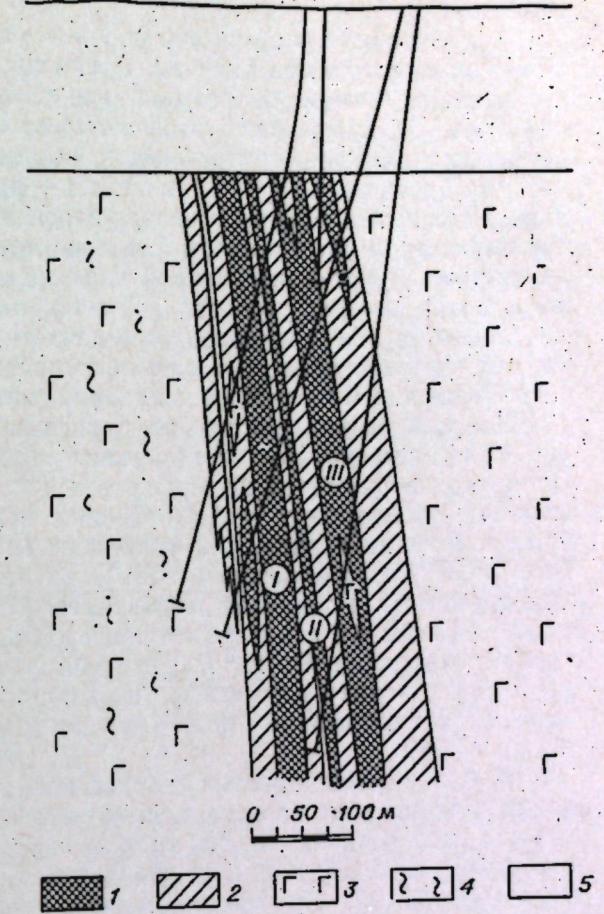


Рис. 1. Разрез Новоселковского месторождения.
1 — руды с содержанием валового железа более 25%; 2 — то же, 14—25%; 3 — метагаббройды; 4 — зоны гранитизированных метагаббройдов; 5 — осадочные породы мезозойско-кайнозойского возраста. I, II, III — номера рудных тел.

же другие разновидности были развиты в явно подчиненном количестве.

Существенная особенность пород plutона — четко выраженное различие их структурного рисунка. Среди преобладающих крупно- и среднезернистых разностей встречаются участки пород мелкозернистого строения. Последние резко отличаются от окружающей их массы и иногда напоминают по форме обломки, обычно же они чередуются в разрезе с другими — крупнозернистыми — разновидностями метагаббро, подчеркивая тем самым псевдостратифицированный характер plutона. Магматическая расслоенность массива, по-видимому, была обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации на месте окончательного затвердевания расплава (Дымкин и др., 1975а). Именно с такими сложно дифференцированными plutонами, например, в Алтае-Саянской складчатой области и на Сибирской платформе чаще всего бывает связано титаномагнетитовое и медноникелевое оруденение.

Новоселковский массив прослежен в северо-восточном направлении более чем на 1500 м при максимальной мощности около 600 м. Он круто погружается на юго-восток (около 80°) согласно со сланцеватостью вмещающих гнейсов. В зоне контакта метагаббронды несут признаки гранитизации, они рассечены многочисленными жилами пегматитов и кварц-полевошпатовых выделений, представляющих собой лейкократовый мобилизат мигматитов. Последние тесно ассоциируют с рудами, образуя в метабазитовом субстрате послойные и сложно ветвящиеся инъекции. По характеру образования это типичные инъекционно-магматические мигматиты, возникшие в условиях регressiveной стадии метаморфизма при температурах выше 800°C (Дымкин и др., 1975б).

Ильменито-магнетитовое оруденение встречается в том или ином количестве во всех разновидностях метагабброндов, но, что важно отметить, оно практически не выходит за пределы массива, хотя руды и претерпели локальное переотложение. В биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсах, вмещающих массив метабазитов, ассоциация ильменит+магнетит присутствует только как акцессорная составляющая. Микроскопические исследования гнейсов позволили установить, что ильменит в них самостоятельных выделений не образует вообще, а акцессорный магнетит имеет различную природу. Выделяются две его разновидности, различающиеся между собой морфологически и по условиям образования. Раннюю генерацию составляет магнетит (титаномагнетит), равномерно рассеянный среди кварц-полевошпатовой массы гнейсов в виде мелких, нередко хорошо ограниченных индивидов. В отдельных его зернах бывает видна структура распада — игольчатые выделения ильменита. Вторая генерация представлена магнетитом, образующим тонкую пылевидную силь и неправильной формы обособления, про странственно связанные с полуразложенными или даже нацело измененными биотитом и роговой обманкой. Этот магнетит ассоциируется с хлоритом, серицитом, соссюритом; т. е. минералами регressiveной стадии метаморфизма. Количество магнетита и ильменита в гнейсах не превышает обычно 1—2% и остается более или менее постоянным в контактовом ореоле с метабазитами. Нам не удалось обнаружить очевидных признаков выноса железа из гнейсов и отложения его в метабазитах.

Нередко граница между гнейсами и метабазитами подчеркивается повышенной концентрацией рудного минерала в последних. В целом же в рудной зоне распределение магнетита и ильменита крайне неравномерное. Имеет место частое и незакономерное чередование богатых руд, в которых силикатные минералы являются примесью, с участками практически безрудных пород или же с бедными и густовкрапленными рудами. Неоднородное распределение рудных минералов в метабазитах, их перегруппировка и переотложение обусловлены в основном про-

цессами гранитизации и щелочного метасоматоза, а характер локализации руд определился тектоническим фактором.

В первом приближении рудная зона характеризуется линзообразной формой, ограничиваясь (в плане) размерами 1200×180 м. Простиранье рудной зоны, как, впрочем, и метабазитового массива, северо-восточное (аз. 40°), падение юго-восточное — 80° в центральной части и 65—70° на флангах. По данным опробования в месторождении выделяется серия параллельных рудных залежей, сложенных сплошными и вкрашенными ильменито-магнетитовыми рудами. При этом наиболее богатые, сплошные и густовкрапленные магнетитовые руды с содержанием валового железа больше 25% приурочены к центральной части зоны (см. рис. 1). Они сконцентрированы в виде трех крутопадающих рудных тел, разделенных метагаббро-амфиболитами с бедной вкрашенностью магнетита. Суммарная мощность тел богатых руд в центре месторождения составляет 63 м, на юго-западном фланге уменьшается до 35 м, а на северо-восточном — практически выклинивается (2,4 м). Характеристика рудных тел приведена в табл. 1.

Таблица 1

Среднее содержание валового железа, %

Рудное тело	Протяженность по латерали, м	Юго-западный фланг	Центральная часть месторождения	Северо-восточный фланг
I (лежащий бок месторождения)	800	42,85	44,0	38,95
II (промежуточное)	700	37,13	42,67	—
III (висячий бок месторождения)	700	29,68	28,95	—

Как видно из табл. 1, содержание железа в рудной зоне заметно увеличивается с глубиной, наибольшая его концентрация отмечается в лежачем боку месторождения (рудное тело I), а наименьшая — в висячем (рудное тело III). Такое распределение железа в месторождении вполне согласуется с представлением о характере кристаллизации расплава и концентрации главной массы рудных компонентов в глубинной части массива.

Постоянными спутниками железа в рудах являются титан и ванадий. Средневзвешенное содержание TiO_2 в рудных телах колеблется от 4,64 до 9,08%, а V_2O_5 — от 0,127 до 0,38%.

Подобно железу, эти элементы в рудной зоне распределены неравномерно. Установлена прямая зависимость содержания титана от количества в рудах железа. Так, в богатых рудах, содержащих 40—55% валового железа, количество TiO_2 максимальное — 6,5—7%, а иногда в отдельных пробах достигает 9%; в рудах с 20—40% валового железа TiO_2 3—4%, в бедных рудах (валового железа не более 16—20%) содержание TiO_2 снижается до 2—3% (Доминиковская, Кошевенко, 1972). Для титана и ванадия, как и для железа, выдерживается общая закономерность: их содержание увеличивается с глубиной. Вместе с тем в распределении этих элементов проявляется и другая, не менее характерная закономерность, выражющаяся в том, что наибольшие концентрации магнетита и ильменита связаны в месторождении с меланократовыми разностями метабазитов, залегающими в нижней части массива. Апикальная его часть, некогда сложенная, по-видимому, породами более кислого состава (габбро-диоритами и диоритами), содержит заметно меньшие количества этих минералов. Такова в общем виде современная позиция оруденения.

В истории формирования месторождения представляется возможным выделить три крупные стадии, различающиеся по характеру геологических процессов и отношению их к оруденению.

Магматическая стадия охватывает время, в течение которого формировались габброиды и заключенные в них ильменито-магнетитовые руды. Сохранилось очень немного фактического материала, свидетельствующего о характере внедрения магмы и особенностях ее кристаллизации. Поэтому, естественно, многие детали геологических процессов этой стадии не могут быть восстановлены, они описываются нами на основании косвенных данных или же в порядке предположения.

Массив метагабброидов, как уже указывалось, сформировался в зоне глубинного разлома, который и предопределил основные морфологические особенности plutона. Кристаллизация базальтовой магмы осуществлялась в сравнительно спокойной тектонической обстановке. Только такие условия могли быть оптимальными для явлений гравитационной дифференциации и образования расслоенной серии различных по составу пород. Судя по редким реликтам, первичные породы несколько различались и по структуре. Для них характерны были габбровая, габро-офитовая, панидиоморфная, реже офитовая и гипидиоморфозернистая структуры, указывающие на некоторое разнообразие последовательности выделения минералов. Однако общим для всех было то, что рудные минералы концентрировались в них в интерстициях силикатов, обусловливая типичное сидеронитовое строение. При этом ни в одной из таких пород не обнаружены признаки замещения плагиоклаза, пироксена и амфибола магнетитом и ильменитом. Единичные случаи развития рудных минералов в виде волосовидных жилок в силикатах скорее всего связаны с протокластической деформацией силикатов и опять-таки подтверждают позднемагматическое выделение рудного вещества. По имеющимся материалам можно вполне определенно утверждать, что базальтовая магма в процессе остывания не претерпела ликвации, она оставалась единой до полной кристаллизации. При этом рудные минералы — магнетит и ильменит, цементирующие все рудные силикаты и алюмосиликаты, возникли в последнюю очередь из обогащенного рудным веществом расплава. Наличие в интерстициях совместно с рудными минералами значительных количеств апатита свидетельствует об обогащении остаточного расплава летучими, из которых, по-видимому, фосфор играл далеко не последнюю роль. Подобно кремнезему, рудные компоненты, насыщая фемические минералы, накапливались в расплаве, а затем как избыточная составляющая выделялись в форме окислов. Такая последовательность кристаллизации могла быть связана, как предполагал Кеннеди (Kennedy, 1955), с высоким отношением $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ в расплаве. По его мнению, этот фактор определяет дифференциацию базальтовой магмы феникеровским путем с накоплением в остаточном расплаве окислов железа. Однако это предположение впоследствии не подтвердилось. Родер и Осорби (Roeder, Osborn, 1966), исследуя систему $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{CaAl}_2-\text{Si}_2\text{O}_8-\text{SiO}_2$, заметно приближающуюся по составу к природным базальтам, доказали, что исходные соотношения $\text{FeO}:\text{Fe}_2\text{O}_3$ не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на характер дифференциации расплава. Вместе с тем они пришли к выводу, что кристаллизация рудных минералов во многом определяется парциальным давлением кислорода, возрастание которого до определенного момента благоприятствует выделению магнетита, а затем избыток P_O_2 компенсируется кристаллизацией этого минерала.

Н. Ф. Шинкарев (1970), детально проанализировав экспериментальные данные Родера и Осорбина, сделал заключение, что в условиях стабильных участков земной коры (а к таковым, надо сказать, относится и рассматриваемый нами регион) наиболее вероятным должен быть тип фракционной кристаллизации при постоянном составе; в этом случае коночные расплавы будут обогащаться окислами железа.

О причинах более поздней кристаллизации титаномагнетита в пистеромагматических месторождениях высказывались различные мнения.

Гамильтон и др. (Hamilton et al., 1964) экспериментально установили, что порядок выделения рудных минералов в расплавах зависит от летучести кислорода. Было найдено, что при кристаллизации базальтового расплава в условиях высокой летучести кислорода первым выделялся магнетит (1230°C), затем пироксен (1095°C) и плагиоклаз (1065°C). Однако при понижении летучести кислорода последовательность их кристаллизации изменилась: раньше других выделялся пироксен ($1040-1020^\circ\text{C}$), затем плагиоклаз ($1015-1010^\circ\text{C}$) и последним — магнетит ($1010-995^\circ\text{C}$).

Учитывая эти данные и приведенные выше структурные соотношения титаномагнетита с силикатами, можно допустить, что позднемагматическое выделение рудных минералов в Новоселковском месторождении в какой-то мере произошло в результате понижения летучести кислорода.

Первичное распределение рудных минералов в расслоенных габброидах было, по-видимому, неодинаковым. Магнетит и ильменит образовывали в породах различной густоты вкрапленность, реже сплошные линзы, шлировые обособления и небольшой мощности «пласти». При этом в мелкозернистых габброидах рудная вкрапленность составляла не более 5—8% объема породы (по данным замеров на интегриционном столике). По существу, это не руды, а всего лишь рудная минерализация, не имеющая, конечно, промышленного значения. Основная масса магнетита и ильменита была сосредоточена в крупнокристаллических габброидах, меланократовый характер которых подчеркивался не только значительным присутствием фемических минералов, но главным образом большим количеством окислов (18—47%). Столь различная концентрация в габброидах рудных минералов объясняется, по нашему мнению, кинетикой процесса кристаллизации. Мелкозернистые габброиды, вероятно, формировались относительно быстро, и силикатные минералы, срастаясь, выжимали рудный остаток в другие «слон» массива. И наоборот, медленная кристаллизация крупнокристаллических, иногда пегматоидного облика, габброидов благоприятствовала концентрации в них магнетита и ильменита.

Интерстиционные участки в габброидах были представлены либо титаномагнетитом, либо отдельными тесно сросшимися изометрическими зернами ильменита и магнетита. Характерные структуры распада твердых растворов магнетит+ильменит в реликтовых участках пород встречаются постоянно (рис. 2). В этой ассоциации изредка сохраняется шпинель. Веретенообразные и даже игольчатые ее выделения обычно располагаются вдоль границ срастания ильменита с магнетитом, иногда она пунктирует октаэдрическую отдельность в магнетите. При кристаллизации расплава, по-видимому, не весь титан входил в состав титаномагнетита, значительная его часть выделялась в виде самостоятельного минерала — ильменита. Этот ильменит имеет изометрическую форму и, как видно на рис. 3, тесно срастается с магнетитом. Неровная, извилистая граница их соприкосновения подчеркивается тонкоагрегатными выделениями шпинели. В интерстициях между силикатными минералами ильменит иногда встречается самостоятельно — без магнетита. Все это дает основание говорить об одновременном образовании изометрических зернистых агрегатов ильменита и магнетита непосредственно из расплава. С помощью микрозонда «Самеса» нами был выполнен микроанализ данных минералов. Для этого использовались аншлифы, приведенные на рис. 2 и 3 (крестиками показаны анализированные участки). Результаты анализов сведены в табл. 2, из которой видно, что содержания титана и ванадия в пластинчатом (1) и зернистом (3) ильменитах практически одинаковы. В магнетитах количество ванадия почти такое же, как и в ильменитах, а титана — не превышает сотых долей процента. Кроме того, в магнетитах есть примесь

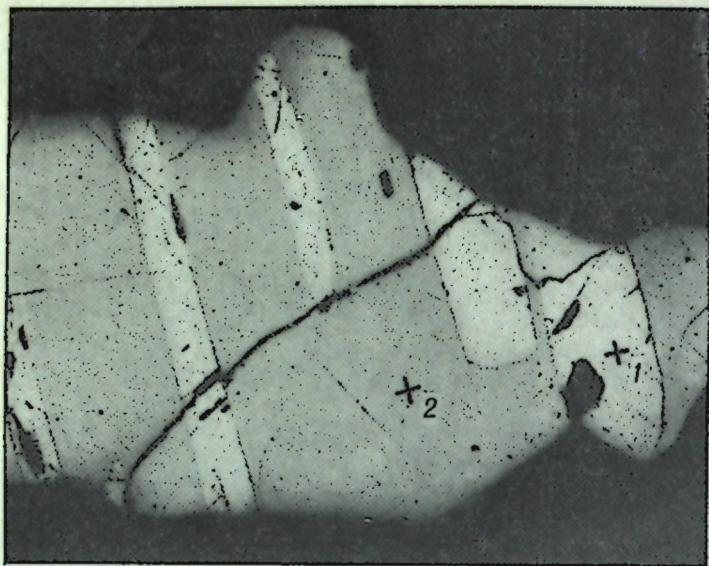


Рис. 2. Титаномагнетит. Закономерные вrostки пластинчатого ильменита (белое) на границе с магнетитом (серое) содержат мельчайшие выделения шпинели (темное). Скв. 20, гл. 427 м, Анишлиф. Увел. 90.

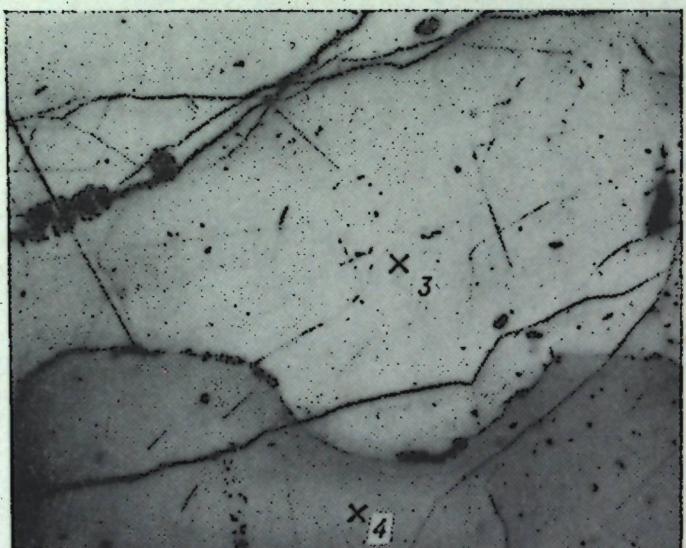


Рис. 3. Характер срастания магнетита (темно-серое) с ильменитом (светлое). На границе их видны выделения шпинели (черное). Скв. 49, гл. 195,1 м. Анишлиф. Увел. 180.

кобальта и никеля, в ильменитах эти элементы отсутствуют. На этой же таблице показаны величины микротвердости ильменита и магнетита. Приведенные цифры близки к таковым из других титано-магнетитовых месторождений, не претерпевших регионального метаморфизма.

Постоянными спутниками ильменита и магнетита в рудах являются гематит, пирит, пирротин, халькопирит, марказит и пентландит. Эти минералы не образуют в рудной массе сколько-нибудь существенных скоплений, они рассеяны в ней в виде редкой вкрапленности, небольших гнездовых обособлений или же мелких и быстро выклинивающихся жилок. Несколько иные формы выделения свойственны гематиту. В рудах он представлен гипогенной и гипергенной разностями. Первичный

Таблица 2
Результаты микроанализа

Минерал	Элемент, %				Микротвердость	
	Ti	V	Co	Ni	колич. замеров	кг/мм ²
Ильменит (1)	30,09	0,43	Нет	Нет	13	510—516
Магнетит (2)	0,05	0,35	0,02	0,009	13	420—425
Ильменит (3)	30,27	0,47	Нет	Нет	69	640—662
Магнетит (4)	0,01	0,35	0,04	0,008	52	546—560

гематит образует в ильмените пойкилитовые вростки (рис. 4), возникшие в результате распада твердых растворов. Таких выделений сохранилось немного, большей частью гематит в рудах явно вторичный, он слагает тонкие каемки по периферии зерен магнетита и ильменита или же образует сложную сеть жилок внутри этих минералов. Развитие вторичного гематита вызвано повышенным химическим потенциалом кислорода, возможно атмосферного, проникающего в руды по системе различно ориентированных микротрещин. Микротвердость гематита (по 27 замерам) равна 922 кг/мм², что соответствует нижнему пределу ее теоретического значения.

Пирит, марказит и халькопирит в рудах — более поздние, постмагматические образования; они замещают магнетит и ильменит, а нередко и пордообразующие силикаты. В отдельных случаях эти сульфиды развиваются по пирротину, реликты которого в них иногда сохраняются. Характерно, что при сульфидизации пирротина избыточное железо выделяется в форме магнетита, который прерывистой или сплошной каймой окружает пирит (рис. 5).

Показательной для магматического процесса является ассоциация пирротин — пентландит. В пластинчатых агрегатах пирротина, лишенного обычно двойниковых выделений, пентландит образует мельчайшие пламевидные вростки, несомненно представляющие собой продукты распада твердых растворов. Весьма редко пентландит встречается в плагиоклазах и пироксенах габроидов, слагая каплевидные обособления. Подобные выделения пентландита многими исследованиями рассматриваются как признаки магматической ликвации. Совсем не исключено поэтому, что в позднемагматическую стадию при понижении летучести кислорода одновременно с окислами железа кристаллизовались и некоторые сульфиды — пирротин и пентландит.

Стадия прогрессивного метаморфизма. Ранее сформированные габроиды и ильменито-магнетитовые руды претерпевают в эту стадию глубокое изменение. Региональный метаморфизм, достигший условий гранулитовой фации, преобразовал первичные породы Новоселковской интрузии в амфибол-пироксеновые и двупироксеновые гнейсы (гранулиты). Судя по сохранности плагиоклаза, метаморфизм протекал изохимически, а реакции, связанные с разложением одних и возникновением других минеральных парагенезисов, полностью компенсировались исходным составом вещества на месте.

В условиях гранулитовой фации метаморфизма оливин становится неустойчивым и в парагенезисе с орто- и клинопироксеном появляется шпинель ($N=1,773$), изометричные зерна которой наблюдаются в виде шпинель тяготеет к участкам гранулитов, претерпевших наиболее интенсивный динамометаморфизм. В таких породах совершенно не сохраняются признаки присутствия оливина. Здесь, по-видимому, происходит смена парагенезисов: форстерит + аортит \rightarrow энстатит + диопсид + шпинель.

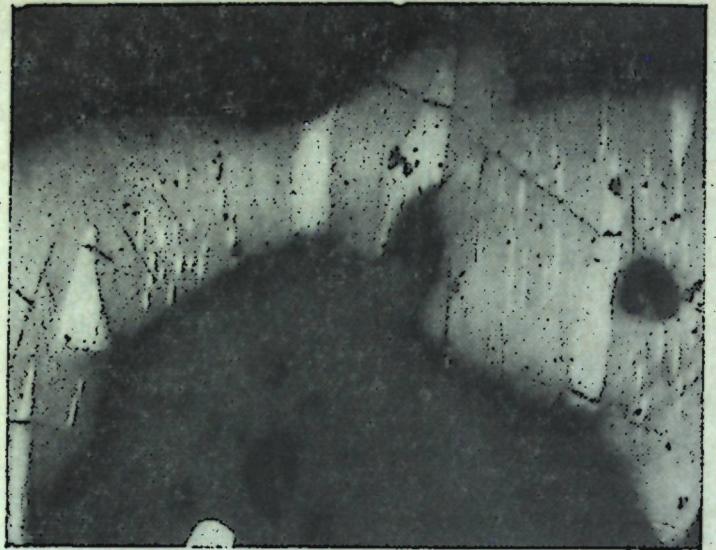


Рис. 4. Пойкилитовые включения гематита (белое) в ильмените (серое). Скв. 49, гл. 281,6 м. Анишлиф. Увел. 180.

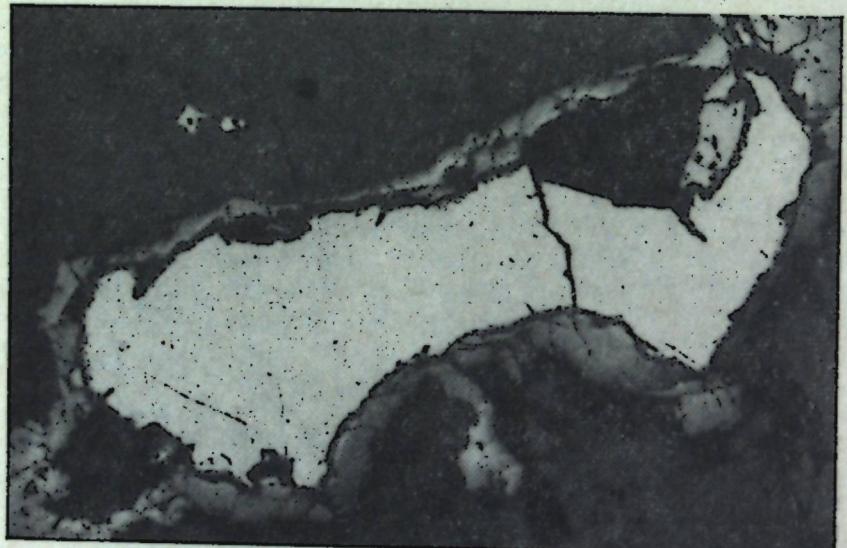


Рис. 5. Пирит (белое), заместивший пирротин с одновременным выделением магнетита (светло-серая кайма). Скв. 19, гл. 537,8 м. Анишлиф. Увел. 90.

нель. Эта реакция изучена экспериментально (Добрецов и др., 1970) и представляет интерес прежде всего как показатель давлений, при которых осуществляются твердофазовые превращения. По геологическим и экспериментальным данным метаморфизм гранулитовой фации протекает при температурах 800—1000°С. Если принять эти температуры и для нашего случая, то давление, как следует из рис. 6, определится в 6—8 кбар. При таких физико-химических параметрах габброиды претерпели перекристаллизацию, они утратили первичное строение и текстуру. В настоящее время это типичные кристаллосланцы, для которых характерны гранобластовые структуры и гнейсовидные, местами даже грубосланцевые текстуры. Интенсивно изменились в эту стадию и ильменито-магнетитовые руды. Подобно вмещающим породам они оказались

перекристаллизованными, при этом свойственная габброидам сидеронитовая структура полностью видоизменилась. Вместо изометрических интерстициональных выделений рудных минералов возникли линзовидные их скопления или тонкие полосы с довольно значительными раздувами и пережимами, чередующиеся с полосами существенно силикатных и алюмосиликатных минералов. Сами рудные выделения также не сохранились в первозданном виде. В титаномагнетите исчезли структуры распада твердых растворов. Пластинчатые агрегаты ильменита, образующие характерную решетку в магнетите, при метаморфизме пространственно обособились в виде отдельных линзовидных скоплений. Иначе говоря, возникли типичные гранобластовые агрегаты магнетита и ильменита, тесно сросшиеся между собой или с перудными минералами. В таких участках резко изменились и структурные взаимоотношения между минералами, появились обычные для метаморфических пород пойкилитовые прорастания. Незакономерные вrostки магнетита и ильменита нередко можно видеть в пироксене, амфиболе и даже в плагиоклазе. В других местах, наоборот, в сплошной рудной массе появляются пойкилитовые включения силикатов.

Перекристаллизация магнетита и ильменита, по-видимому, связана с некоторой перестройкой их внутренней структуры. Об этом, в частности, свидетельствует заметное изменение величины микротвердости. По сравнению с микротвердостью из неизмененных участков габброидов (см. табл. 2), в перекристаллизованных магнетитах и ильменитах она заметно увеличилась и стала равной соответственно 618 и 665—670 кг/мм² (по 28 замерам).

Особенно глубокое преобразование ильменито-магнетитовые руды претерпели в процессе ультраметаморфизма, который проявился на границе гранулитовой и амфиболитовой фаций и выразился в широком развитии полей мигматизации и щелочных метасоматитов. Мигматиты обильно представлены не только в подстилающих интрузию гнейсах, но и непосредственно в метабазитах. Лейкократовый мобилизат образует в них струеобразные инъекции или более грубые субпараллельные полосы, подчеркивающие гнейсовидный облик метабазитов. Благодаря светло-серой или даже светло-розовой окраске эти выделения резко отличаются от более темных, почти черных, амфиболитов и гнейсов. Границы их, хотя и четкие, но очень неровные. Встречаются участки, где лейкократовый материал слагает сложно ветвящиеся жилки, отвечающие по своей структуре диктионитам. Развиты они ограниченно и пространственно почти всегда сопряжены с более широко распространенными в районе послойными мигматитами типа lit rag lit. Жильные лейкократовые выделения отличаются невыдержанной мощностью, колеблющейся от нескольких миллиметров до десятка сантиметров. Прослои субстрата измеряются десятками сантиметров. Диктионитам свойственна мелкозернистая, аплитовидная структура, жильный материал послойных мигматитов крупно- и даже грубозернистый, пегматоидного типа.

Минеральный состав и тех и других почти одинаков. Составляет они из кварца (23—28%), альбита (36—47%) и калиевого полевого шпата (25—42%); местами среди них обнаруживается биотит (до 2%), деформированные листочки которого больше всего бывают приурочены к границе с субстратом. В качестве вторичных продуктов — диафторитов — постоянно присутствуют серицит (мусковит) и хлорит. Количественные соотношения главных минералов в лейкократовой составляю-



Рис. 6. Линия моновариантного равновесия форстерит+анортит → энстатит+диопсид+спинель в PT-координатах.

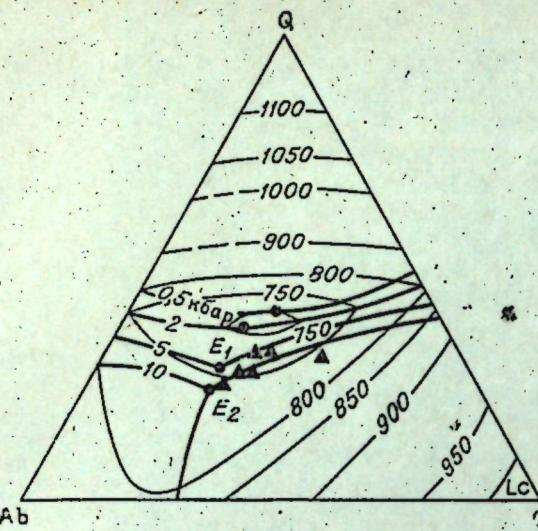


Рис. 7. Проекция изотерм (для $P_{H_2O} = 2$ кбар) и котектических линий системы $SiO_2-NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-H_2O$ при $P_{H_2O} = 0.5; 2; 5$ и 10 кбар. E_1 и E_2 — точки тройной эвтектики. Треугольниками обозначен состав изученных мобилизатов.

ей его в виде гнезд. Этот магнетит образовался за счет железа фемических минералов гнейсов.

С целью выявления природы лейкомобилизата мы воспользовались диаграммой (рис. 7), на которую нанесены составы породообразующих минералов. Из диаграммы видно, что все исследованные мобилизаты (скв. 20, гл. 260,3; 392,5; 456 м; скв. 49, гл. 213,8; 323,4 м) лежат в поле между котектическими линиями, соответствующими давлению 5—10 кбар, вблизи эвтектических точек E_1 и E_2 . Они не выходят за пределы изотермы $750^\circ C$. Только одна точка лежит далеко вправо и ниже котектической линии, отвечающей равновесию при 10 кбар. Эта точка характеризует состав мобилизата, в котором значительная часть пластика замещена более поздним микроклином (скв. 20, гл. 469,4 м). Такое расположение изученных пород свидетельствует о магматическом их образовании. Калиевый метасоматоз хотя и широко проявился в метабазитах, но он повсюду отчетливо наложен и, по-видимому, не играл существенной роли в формировании гранитоидного материала.

Выводы о магматической природе мобилизата, относящегося скорее всего к анатектическому типу, подтверждаются высокими температурами гомогенизации газово-жидких включений в кварце. Из исследованных 150 газово-жидких включений одна треть прогомогенизировалась в газовую fazу, а максимальная температура ($760^\circ C$) была зафиксирована в 10 случаях. С 760 до $280^\circ C$ образование газово-жидких включений шло непрерывно, а затем до $200^\circ C$ отмечался перерыв. Интервал с 200 до $160^\circ C$ знаменует собой следующую — низкотемпературную — стадию минерализации.

Анализ изученных образцов кварца позволяет выделить включения: высокотемпературные — 760 — $650^\circ C$ (20 определений), среднетемпературные — 640 — $400^\circ C$ (105 определений) и низкотемпературные — 390 — $160^\circ C$ (25 определений). По морфологическим признакам эти включения не различаются между собой, но по соотношению faz они далеко не одинаковы: в высокотемпературных включениях резко преобладает газовая составляющая. Судя по максимальной температуре гомогенизации газово-жидких включений, кварц образовался при тем-

пературе около $800^\circ C$. Учитывая близость состава гранитного мобилизата к эвтектическому (см. рис. 7), можно определенно утверждать, что в условиях гранулитовой фации метаморфизма он прошел расплавную стадию формирования.

При нагревании включений в кварце, как указывалось выше, $1/3$ их гомогенизировалась в газовую fazу. Это дает основание считать, что расплав (раствор), из которого кристаллизовалась лейкократовая составляющая мобилизата, содержал большое количество летучих. Вolumетрическим методом (Шугурова, 1968) был изучен состав газовой fazы из индивидуальных включений. Полученные результаты сведены в табл. 3, из которой следует, что важнейшими газовыми компонентами являются углекислота, N_2 +редкие газы и «кислые газы», определяемые суммой $H_2S+SO_2+SO_3+NH_3+HCl+HF$. Среди последних качественным полумикроанализом определено в ряде включений много HCl и в то же время не обнаружено HF , NH_3 (отмечено в таблице звездочками). Кислород, углеводород, окись углерода и водород не установлены ни в одном из исследованных включений. Обращает на себя внимание резко различное содержание во включениях CO_2 . Включения, гомогенизирующиеся при 300 — $400^\circ C$, содержат углекислоты 42% , а во включениях, гомогенизация которых происходила при 500 — $600^\circ C$, ее количество достигает 70% . Совершенно иные соотношения установлены для N_2 +редких газов. В низкотемпературных включениях в сумме они составляют 32.5 — 33.8% , а в высокотемпературных — всего лишь 1.3 — 6.5% .

При изменении температуры, как следует из приведенных цифр, количественные соотношения газов заметно меняются. Однако общее содержание летучих в гранитоидном расплаве, по-видимому, сохранялось на высоком уровне, во всяком случае, вполне достаточно, чтобы поддерживать большую подвижность лейкократизата. Только так можно объяснить сложное проникновение гранитного материала в метаморфизованные габброиды. Вполне естественно, что роль летучих этим не ограничилась. Отделяясь от расплава в период его кристаллизации, они активно воздействовали и на руды, вызывая локальное их переотложение. Наиболее благоприятными в этом случае были зоны повышенной трещиноватости пород и катаклаза. В таких участках магнетит и ильменит перегруппировывались в секущие и согласные со сланцеватостью жилки, линзы и гнезда. При этом рудное вещество переотлагалось дифференцированно. Отдельные жилки и линзочки оказались сложенными на цело то магнетитом, то ильменитом. По-видимому, такое

Таблица 3

Минерал	Температура гомогенизации, $^\circ C$	Диаметр пузыря, взятого для анализа, мм	$\frac{V_{\text{пуз}}}{V_{\text{вкл}}}$	Состав газовой fazы		
				H_2S	SO_2	Концентрация, об. %
Кварц I	300—400	0,018	13,0	25,5*	42,0	32,5
	300—400	0,016	14,0	23,8*	42,7	33,5
	300—400	0,012	14,5	25,5*	42,0	32,5
	400	0,013	7,9	24,0	42,2	33,8
Кварц II	500—600	0,047	112,0	27,6*	70,0	1,3
	500—600	0,033	92,0	28,3*	69,3	2,4
	500—600	0,036	90,0	27,9*	70,5	1,6
	500—600	0,020	80,0	28,7*	70,0	1,3
	500	0,024	31,0	23,2	70,4	6,5
	500	0,047	60,0	25,6	70,2	4,2

разделение рудных минералов связано было с различной подвижностью железа и титана в период ультраметаморфизма.

Развитие мигматитов и щелочных метасоматитов сопровождалось не только локальной перегруппировкой вещества, в это время в результате массовой концентрации ильменита и магнетита в зонах интенсивного дробления окончательно сформировались основные рудные тела.

Стадия регрессивного метаморфизма связана с понижением температур и давлений и отвечает, судя по минеральным парагенезисам, амфиболитовой фации. Явления диафтореза обусловлены изменением геологической обстановки региона и выражаются в неустойчивости клино- и ортопироксена и замещении их железистой роговой обманкой. Основной и средний плагиоклаз при этом сохраняются, но кое-где и они по трещинам катаклаза подвергаются частичной амфиболитизации. Местами, где гранулиты были особенно сильно раздроблены, роговая обманка развивается сплошным фронтом и плагиоклаз сохраняется в виде отдельных реликтовых осколков, пойкилитово включенных в амфибол; в таких участках пироксен замещен полностью.

Весьма характерно, что интенсивное развитие роговой обманки ($Ng=1,698$; $Np=1,674$) по минеральным парагенезисам гранулитов сопровождается растворением магнетита и вхождением железа в ее решетку. Следовательно, в амфиболитовую стадию метаморфизма происходит частичное разубоживание руд, особенно руд вкрапленного типа.

В настоящее время трудно сказать, какое количество железа перешло из окисных минералов в силикаты, тем более, что на поздних стадиях диафтореза по амфиболитам местами возникла новая ассоциация — эпидот + альбит \pm актинолит + хлорит + серицит, отвечающая более низкой ступени метаморфизма. Эта ассоциация развивается пятнами, блоками в амфиболитах и сопровождается их осветлением. Из таких участков при интенсивной альбитизации железо выносится и локально переотлагается. Регенерация руд, как видно, продолжалась весьма длительное время и каждый раз сопровождалась сменой минеральных парагенезисов. Полигенность месторождений и значительная продолжительность их формирования свойственна некоторым рудным районам Урала, Сибири и Казахстана. Все эти вопросы достаточно подробно рассмотрены В. И. Смирновым (1970).

* * *

На примере Новоселковского месторождения нам хотелось показать, что и в пределах Русской платформы также имеются рудные объекты, полигенный характер которых проявляется вполне определенно.

Высказанная точка зрения на генезис руд не единственная. Ю. А. Бабкин и др. (1967), В. М. Борковская (1971), П. З. Хомич и др. (1971), Д. А. Домниковская и М. К. Кошевенко (1972), В. Ф. Красовский (1973) приводят доводы о первично магматическом образовании руд в габбро-поритах. Авторы связывают оруденение с кристаллизацией пород массива, полагая, что магнетит и ильменит сформировались в позднемагматическую стадию. Однако они не рассматривают поведение железа и титана в период регионального метаморфизма.

Иного мнения придерживается В. Е. Островский (Борисенко и др., 1972). Он развивает идею о формировании руд в процессе гранитизации гнейсовых толщ. По его мнению, гранитизирующие растворы вызвали разложение фемических минералов в гнейсах, способствовали освобождению железа и титана из силикатов, миграции и последующему осаждению их в форме ильменита и магнетита в амфиболитах. Правда, почти в это же время А. Ф. Борисенко, В. Е. Островский и др.,

(1972), изучив элементы-примеси в рудах, пришли к иным выводам. Они нашли, что «...характер распределения редких и малых элементов в исследованных магнетите и ильмените, особенно Sc и V, подобен их распределению в этих же минералах, образовавшихся при динамометаморфизме первично магматических руд». Приводя эти факты, авторы тем не менее не исключают возможности образования руд и в связи с регрессивным метаморфизмом или ультраметаморфизмом архейских кристаллических сланцев, хотя сколько-нибудь серьезных доказательств в пользу этого не приводят.

Изложенный нами фактический материал сближает эти генетические представления, свидетельствуя в то же время о полигенности рудообразования.

Касаясь формационной принадлежности месторождения, необходимо отметить, что по первичному источнику вещества это типичная ильменит-магнетитовая магматическая формация (Красовский, 1973), широко представленная в расслоенных габброидных интрузиях Алтая-Саянской складчатой области. Но такое определение является не полным, поскольку в нем не учитывается глубокое преобразование руд в процессе метаморфизма. Принимая во внимание последнее, следует считать Новоселковское месторождение представителем метаморфогенной ильменит-магнетитовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

Бабкин Ю. А., Домниковская Г. Г., Илькевич Г. И., Пасюкевич В. И., Свержинский А. И. Габбро-пориты и ильменит-магнетитовые руды Новоселковской интрузии. — «Докл. АН БССР», 1967, т. XI, № 10.

Борковская В. М. Рудные минералы в породах Белорусского массива и их генезис. — В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск, «Наука и техника», 1971.

Борисенко А. Ф., Островский В. Е., Сердобова Л. И., Сотков Ю. П. Об элементах семейства железа в ильменит-магнетитовых рудах Белорусского кристаллического массива. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 105, № 5.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.

Домниковская Д. А., Кошевенко М. К. О минеральном составе и генезисе Новоселковских ильменит-магнетитовых руд. — «Докл. АН БССР», 1972, т. XXI, № 9.

Дымкин А. М., Стасевич А. И., Леснова Э. А. Генезис вмещающих пород Новоселковского ильменит-магнетитового месторождения. — «Докл. АН БССР», 1975а, т. XXI, № 6.

Дымкин А. М., Федоссева М. М., Шугурова Н. А. Природа мигматитов района Новоселковской метабазитовой интрузии. — «Докл. АН БССР», 1975б, т. XXII, № 4.

Красовский В. Ф. Рудные формации кристаллического фундамента Белоруссии. — «Докл. АН БССР», 1973, т. XVII, № 6.

Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратiformных рудных месторождений. — «Геол. рудных месторожд.», 1970, № 6.

Хомич П. З., Домниковский Г. Г., Пасюкевич В. И., Илькевич Г. И. Прогнозная оценка ильменит-магнетитовых руд Кореличской зоны магнитных аномалий. — В кн.: Вопросы петрологии и рудоносности кристаллического фундамента БССР и смежных районов. Минск, «Наука и техника», 1971.

Шинкарев Н. Ф. Физико-химическая петрология изверженных горных пород. М., «Недра», 1970.

Шугурова Н. А. Состав газов из индивидуальных включений различных минералов. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., «Наука», 1968.

Hamilton D. L., Burnham C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water on crystallization in mafic magmas. — «J. of Petrology», 1964, vol. 5, № 1.

Kennedy G. C. Some aspects of the role water in rock melts. — «Geol. soc. Amer. Spec. paper», 1955, № 62.

Roeder P. L., Osborn E. F. Experimental date for the sistem $MgO - FeO - Fe_2O_3 - CaAl_2Si_2O_8 - SiO_2$ and their petrologic implications. — «Amer. J. sci.», 1966, vol. 264, N 6.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ОБЛАСТЯХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

На юге Сибири расположены Алтае-Саянская и Забайкальская ртутные провинции, которые являются составными частями трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса, впервые выделенного и охарактеризованного В. А. Кузнецовым (Кузнецов, 1973, 1974а). Ртутные месторождения этого пояса относятся к двум рудным формациям — ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой, причем наиболее важны в практическом отношении месторождения ртутной рудной формации. Эти месторождения, так же как эпимеральные месторождения флюорита, золота, серебра, свинца и цинка и некоторых других металлов, относятся к типовым для металлогении активизированных областей, в связи с чем рассмотрение их генетических особенностей представляет не только теоретический, но и определенный практический интерес.

Размещение ртутных месторождений в пределах Центрально-Азиатского пояса тектонической активизации определяется их четкой приуроченностью к зонам глубинных разломов, системы которых образуют линейные ртутные пояса регионального масштаба. Такие пояса рассматриваются как структуры второго порядка по отношению к планетарным и трансконтинентальным структурам глобального масштаба (Смирнов, Рыженко, 1958; Кузнецов, 1972, 1973, 1974а, б).

На территории юга Сибири, в тектонических структурах мезозойской активизации Алтае-Саянской складчатой области, южного обрамления Сибирской платформы, Забайкалья и Монголии выделяются пять региональных ртутных поясов: Кузнецко-Алтайский, Саяно-Тувинский, Восточно-Саянский, Байкальский и Монголо-Охотский. Каждый из этих поясов занимает определенное тектоническое положение, имеет сложное внутреннее строение и может быть отнесен к числу крупных региональных структур. Ртутные пояса образуют две гигантские дуги, симметрично обрамляющие южный выступ Сибирской платформы (см. рисунок).

Кузнецко-Алтайский ртутный пояс располагается в западной части Центрально-Азиатского пояса в тектонических структурах Алтае-Саянской складчатой области и Монголии вдоль границы каледонских и герцинских складчатых сооружений Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая и Западной Монголии. Составляющими его элементами служат зоны региональных разломов, ограничивающие герцинские прогибы и мезокайнозойские впадины, вдоль которых наиболее четко проявлены глыбовые движения. В современной геологической структуре такие зоны морфологически выражены приразломными или шовными прогибами, грабен-синклиналями, грабенами, сложными зонами взбросов, глыбовых надвигов, взбросо-сдвигов, часто контролирующих размещение ртутного оруденения. Общая его протяженность более 2000 км.

Кузнецко-Алтайский ртутный пояс составляют Салаирская и Кузнецкая ртутные зоны, огибающие соответственно с запада и востока впадину Кузбасса, далее к югу, в Горном Алтае, на продолжении Салаирской зоны находится Сарасинская ртутная зона, а Кузнецкая зона через Ташелгинско-Кондомскую зону Горной Шории и Чокракскую зону на границе Горного Алтая с Западным Саяном переходит в Курайскую ртутную зону. Симметрично по отношению к Сарасинской и Курайской ртутным зонам, с запада обрамляющим Ануйско-Чуйский позднепалео-

зойский прогиб, располагается Чарышско-Теректинская ртутная зона. На территории Монголии она переходит в Толбонурскую зону, ограничивающую с запада Делоно-Сагсайский позднепалеозойский прогиб, а вдоль его восточной границы проходит Кобдинская зона. В качестве продолжения структур северо-западной Монголии в Монгольском и Гобийском Алтае могут рассматриваться зоны Ихэ-Богдинского, Гурбан сайханского и Манлайского глубинных разломов.

Размещение ртутного оруденения в пределах Кузнецко-Алтайского пояса отчетливо контролируется глубинными разломами, достигавшими подкорового субстрата, что подтверждают сопровождающие их тела гипербазитов. Такие разломы, как правило, оказываются краевыми разломами, ограничивающими позднепалеозойские прогибы, заложенные на каледонском основании. Важная роль краевых глубинных разломов в локализации ртутных месторождений неоднократно подчеркивалась В. А. Кузнецовым (Кузнецов, 1939, 1968, 1972).

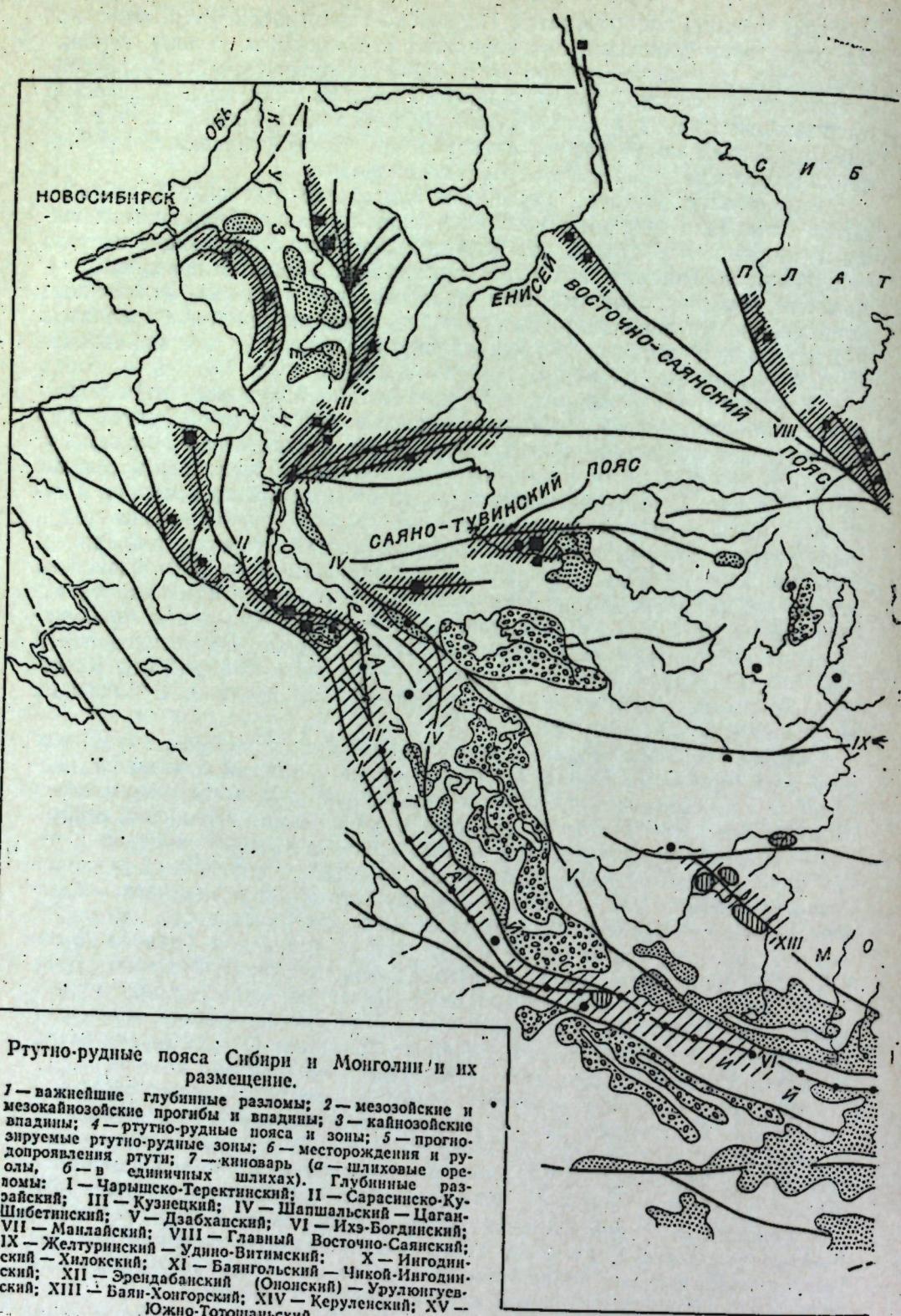
Ртутные месторождения Кузнецко-Алтайского пояса относятся к эпимеральным месторождениям и принадлежат к ртутной рудной формации. Месторождения представлены чаще лиственитово-киноварным, карбонатно-киноварным и баритово-киноварным минеральными типами. Устанавливается парагенетическая связь с близкими по возрасту и генезису также эпимеральными месторождениями свинцово-цинковой и флюоритовой рудных формаций, образующими вместе с ртутной единый генетический ряд рудных формаций или рудный комплекс мезозойского этапа тектономагматической активизации. В пределах Кузнецко-Алтайского ртутного пояса в Кузнецкой, Сарасинской и Курайской зонах находятся месторождения Акташское, Чаганузунское, Белоосиповское и др., охарактеризованные в литературе (Кузнецов, 1939, 1974б; Кузнецов, Дистанов, Оболенский и др., 1966; Васильев, 1968; Оболенский, Васильев, Оболенская, 1968).

Саяно-Тувинский ртутный пояс размещается в краевых глубинных разломах Западного Саяна. На севере вдоль сопряжения структур последнего с герцинским прогибом Минусинской котловины расположена Минусинская ртутная зона. На юге с разломами, ограничивающими Тувинский позднепалеозойский прогиб, связана Саяно-Тувинская ртутная зона. В юго-западной части Тувы, на стыке с тектоническими структурами Горного Алтая и Северо-Западной Монголии, намечается Шапшальско-Цаган-Шибетинская ртутная зона, которая представляет собой как бы промежуточное звено между Курайской зоной Горного Алтая и Саяно-Тувинской зоной Тувы (Кузнецов и др., 1966). В Саяно-Тувинском поясе известны эпимеральные месторождения ртутной рудной формации. Наиболее важными являются месторождения баритово-киноварного и лиственитового минеральных типов. Лучше других изучено Терлигхайское месторождение (Кузнецов, 1966, 1974б).

Восточно-Саянский ртутный пояс располагается в тектонических структурах Восточного Саяна и Енисейского кряжа. Его отличает исключительно четкая тектоническая позиция на границе платформы и складчатой области, сложная внутренняя структура и большая протяженность (более 1500 км). В состав Восточно-Саянского пояса входят Главная Восточно-Саянская, Сисимо-Казырская, Ийско-Уркская и Ильчирская зоны. В качестве северного звена этого пояса может рассматриваться рудный район Енисейского кряжа с Чернореченской на западе и Танаульской на востоке кряжа ртутными зонами.

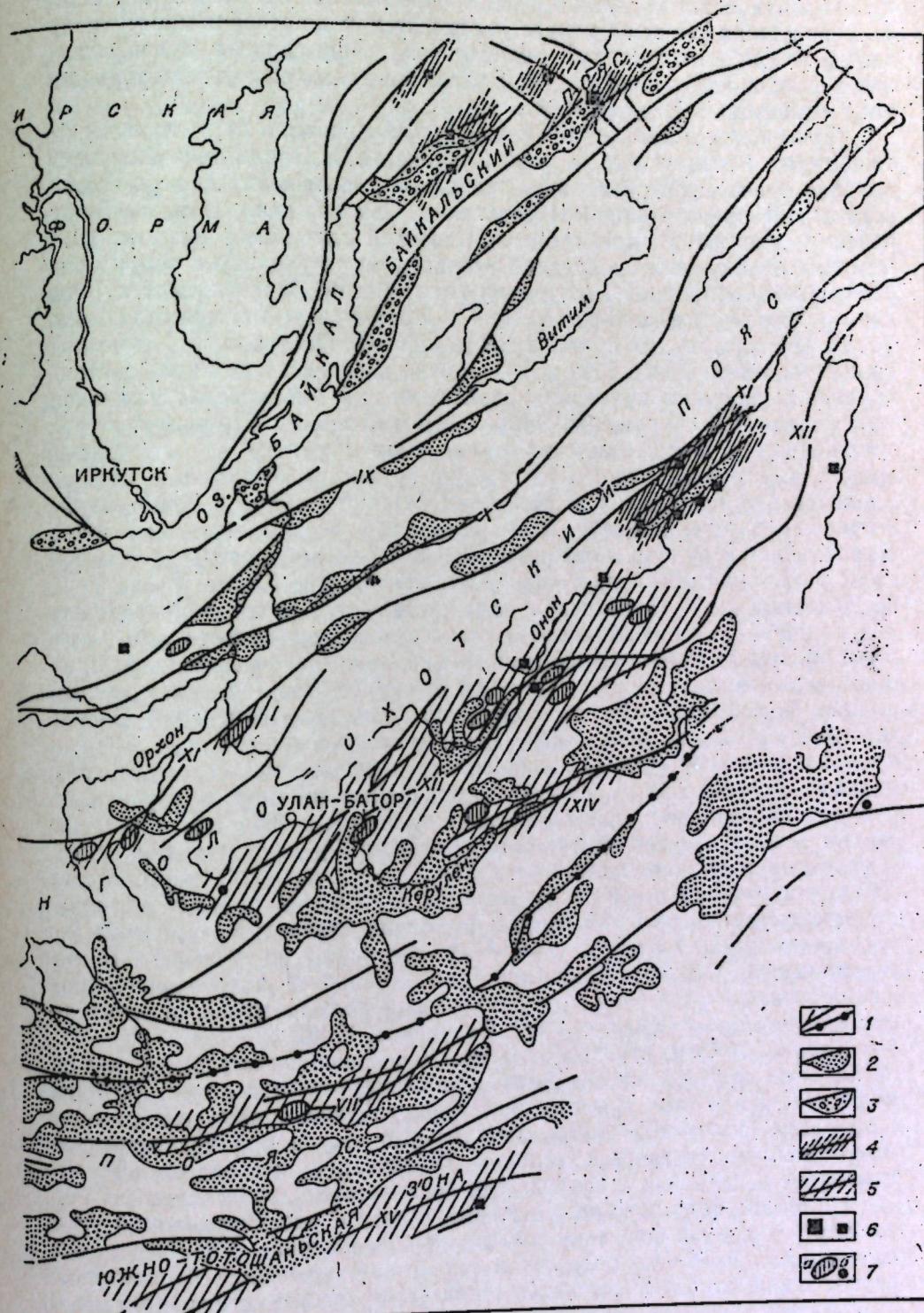
Значительных месторождений ртути в Восточно-Саянском ртутном поясе неизвестно. Выявленные рудопроявления относятся к ртутной рудной формации (Кузнецов, 1972; Кандер, Гундобин, 1967).

Байкальский ртутный пояс связан с системой разломов Байкальской рифтовой зоны. В состав пояса входят Байкало-Верхне-Ангарская и Баргузино-Муйская зоны. Все ртутные месторождения и рудопроявле-



Ртутьно-рудные пояса Сибири и Монголии и их размещение.

1 — важнейшие глубинные разломы; 2 — мезозойские и мезокайнозойские прогибы и впадины; 3 — кайнозойские впадины; 4 — ртутьно-рудные пояса и зоны; 5 — прогно-
зируемые ртутьно-рудные зоны; 6 — месторождения и ру-
допроявления ртути; 7 — киноварь (а — шлиховые оре-
олы, б — в единичных шлихах). Глубинные раз-
ломы: I — Чарышско-Теректинский; II — Сарасинско-Ку-
знецкий; III — Кузнецкий; IV — Шапшальский — Цаган-
Шибетинский; V — Дзабханский; VI — Ихэ-Богдинский;
VII — Мантайский; VIII — Главный Восточно-Саянский;
IX — Желтуринский — Удино-Витимский; X — Ингодин-
ский — Хилокский; XI — Баянгольский — Чикой-Ингодин-
ский; XII — Эрендабанский (Ононский) — Урулунгусев-
ский; XIII — Баян-Хонгорский; XIV — Керуленский; XV —
Южно-Тотошанский.



- | |
|---|
| 1 |
| 2 |
| 3 |
| 4 |
| 5 |
| 6 |
| 7 |

ния обнаруживают пространственную связь с разрывными структурами. Все месторождения и рудопроявления Байкальского пояса однотипны и относятся к ртутной рудной формации. Келянское и Огнейское месторождения описаны полнее и относятся к джаспероидному (кварцево-флюорит-киноварному) минеральному типу, другие рудопроявления в карбонатных толщах — к карбонатно-киноварному минеральному типу (Игнатович, Кандер, 1968).

Монголо-Охотский ртутный пояс размещается в тектонических структурах Восточной Монголии, Забайкалья и Приамурья. Его центральное звено пространственно совпадает с разломами северо-восточного простирания — Чикой-Ингодинским, Шилкинским, Могоча-Бушуйским, составляющими Монголо-Охотский глубинный разлом. Юго-западное продолжение Монголо-Охотского пояса уходит на территорию Монгольской Народной Республики (Хангайский, Баянгольский и Ононский разломы), а северо-восточное — в Приамурье (Джагдинская зона). Таким образом, общая протяженность Монголо-Охотского ртутного пояса составляет не менее 2500 км. Он также располагается вдоль системы глубинных разломов краевого типа, отделяющих байкальские и каледонские складчатые сооружения Забайкалья и карелиды Становика от расположенных к югу герцинских складчатых структур и мезозойских впадин, т. е. его тектоническая позиция во многом аналогична позиции Кузнецко-Алтайского пояса. Монголо-Охотский пояс еще слабо изучен в отношении ртутности. В его пределах известны лишь мелкие месторождения и рудопроявления ртути. Все они приурочены к мезозойским тектоническим депрессиям: Южно-Ононской, Шилкинской, Ундино-Дайнской и др. По минеральному составу руд ртутные месторождения и рудопроявления Монголо-Охотского пояса подразделяются на две большие группы: киноварные и киноварно-антимонит-ферберитовые, относящиеся соответственно к ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудным формациям (Щеглов, 1959, 1960; Кузнецов, Оболенский, Васильев, 1966; Кузнецов, 1968, 1972). Ртутные месторождения представлены карбонатно-киноварным (Ильдиканская) и кварцево-киноварным (Нерчинское, Усть-Егынское, Лучинное) минеральными типами, изучены они очень слабо, вполне охарактеризовано лишь Нерчинское месторождение (Сауков, 1930). В Джагдинской зоне известны рудопроявления лиственитового и кварцево-диккита-киноварного минеральных типов. Месторождения ртутной и ртутно-сурьмяно-вольфрамовой рудных формаций образуют генетический ряд рудных формаций, связанных со вторым (посленижнемеловым) этапом тектono-магматической активизации. В этот генетический ряд объединяются эпiterмальная золото-серебряная, флюоритовая, сурьмяная, ртутно-сурьмяно-вольфрамовая и ртутная рудные формации (Щеглов, 1966; Сидоренко, 1968).

Таким образом, ртутные месторождения, размещаясь вдоль зон региональных глубинных разломов и образуя ртутные пояса, протягивающиеся на многие сотни километров, сохраняют свои генетические особенности и, прежде всего, минеральный состав руд независимо от конкретных геологических условий локализации месторождений, что указывает на их связь с глубинными подкоровыми процессами.

Наиболее актуальными вопросами генезиса рассматриваемой группы месторождений ртути являются: а) установление связи их с магматизмом, близким по возрасту к ртутному оруденению; б) источники рудного вещества; в) состав и свойства рудообразующих растворов; г) причины рудоотложения.

В ряде районов юга Сибири — Алтае-Саянской области, Восточном Саяне и Прибайкалье — установлено совмещение в одних и тех же зонах активизированных глубинных разломов проявлений мезозойского щелочно-базальтоидного магматизма и ртутного оруденения. Такая ассоциация отчетливо проявлена в Кузнецко-Алтайском ртутном поясе.

Система глубинных разломов, составляющих этот пояс, простирается от Кузнецкого Алатау и Салаира, через Горную Шорию и Горный Алтай в районы Западной и Южной Монголии вдоль границы каледонид и герцинид. На всем протяжении пояса этап тектонической активизации в мезозое сопровождался проявлениями глубинного базальтоидного магматизма. На севере Кузнецко-Алтайского пояса, в Кузнецком Алатау, в разломах, ограничивающих впадину Кузбасса, локализован дайковый комплекс лейкократовых минет и слюдяных сиенит-порфиров, с которым парагенетически связываются ртутные руды. С дайками эсексит-диабазов и мелкими штоками оливиновых долеритов и лимбургитов посленижнеюрского возраста в Горной Шории связываются парагенетически проявления ртутной и золото-флюоритовой минерализации в этом районе (Щербаков, 1959). Южнее проявился Чуйский дайковый комплекс слюдяных лампрофиров (производных глубинных очагов оливин-базальтовой магмы), известных в рудных полях ртутных месторождений (Оболенский, Оболенская, 1968; Оболенская, 1971).

На связь ртутной минерализации с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма указывают: а) одновременность образования; б) приуроченность к одним и тем же тектоническим структурам мезозойского этапа активизации; в) идентичные фациально-глубинные условия формирования; г) типичность (повторяемость) аналогичных ассоциаций глубинных щелочно-базальтоидных дайковых поясов и ртутного оруденения в других ртутных провинциях мира; д) геохимическое родство интрузивных образований и ртутных руд.

Структурами, аналогичными Кузнецко-Алтайскому поясу по типу проявлений тектонической активизации и магматизма, являются Саяно-Тувинский и Восточно-Саянский ртутные пояса.

Связь ртутных месторождений с магматическими породами этапа мезозойской тектоно-магматической активизации в этих поясах проявлена избирательно. Она устанавливается лишь с комплексами базальтоидных малых интрузий повышенной щелочности, значительно удаленных от материнских магматических очагов. Важно отметить также не прямой генетический, а парагенетический характер этой связи. Все это дает возможность говорить о том, что источником рудного минерализации служили не сами породы малых интрузий, а глубинные магматические очаги, обогащающиеся ртутью и сопутствующими ей металлами, которые привносились потоками интрателлурических (трансмагматических) растворов из глубин мантии вместе со щелочами и летучими. Более того, эти интрателлурические потоки играли, очевидно, определяющую роль и в образовании самих глубинных очагов щелочной оливин-базальтовой магмы.

Связь ртутной минерализации с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма определяет в значительной мере принадлежность ртутных месторождений областей активизации к группе месторождений с ювенильными (мантийными) источниками рудного вещества (Смирнов, 1969, 1970). К геологическим и геохимическим критериям мантийных источников ртути этих месторождений наряду со связью их с глубинными очагами щелочно-базальтоидных магм могут быть отнесены: а) размещение месторождений в протяженных рудных поясах, связанных с зонами глубинных разломов, длина которых на много превышает мощность земной коры; б) устойчивый минеральный состав руд в отношении ассоциаций главных рудных элементов (ртуть, сурьма, мышьяк); в) формирование вдоль ртутно-рудных зон и около месторождений отчетливо выраженных первичных ореолов рассеяния ртути; г) данные по геохимии изотопов свинца и серы. Мобилизация ртути из вмещающих пород полностью не может быть исключена, однако существующие геохимические методы не позволяют определить долю ее участия в рудообразовании.

Высокая летучесть ртути и ее соединений при высоких температурах позволяет предполагать ее миграцию в глубинных зонах земной коры в надкритических условиях с потоками интрапеллурических растворов в форме летучих соединений. К. Краускопфом показано, что такими формами могут быть либо пары хлорида ртути, либо пары свободной ртути (Krauskopf, 1951). Мантийный источник помимо ртути могут иметь сурьма и мышьяк, обладающие высокой летучестью, а также щелочи, фтор, хлор, углекислота и, частично, сера, привносимые в очаги интрапеллурическими потоками растворов и рассматриваемые нами как продукты дегазации вещества мантии.

В верхних частях земной коры перенос ртути и ее соединений происходит уже в гидротермальных растворах, о составе и свойствах которых мы можем судить на основании изучения ореолов гидротермально измененных пород и стадийного изменения минеральных парагенезисов руд, исследования газово-жидких включений в рудных и жильных минералах. Характерно, что процессы минералообразования, на ртутных месторождениях происходили при широком развитии метасоматоза, что нашло свое отражение в зональном строении ореолов гидротермально измененных пород и в структурно-текстурных особенностях руд. Агентами, определяющими зональность гидротермального метаморфизма, были активность CO_3^{2-} , S^{2-} и SO_4^{2-} , Cl^- гидротермальных растворов. Последовательность отдельных типов изменений и их парагенетические соотношения приведены в табл. 1. Обращает на себя внимание закономерная смена отдельных типов изменений, отражающая последовательность развития химических реакций замещения минералов вмещающих пород и вынос продуктов этого замещения во внешние зоны минералообразования на общем фоне повышения окислительного состояния системы за счет изменения режима серы. По-видимому, рудоотложение сопутствовало лишь тем окорудным изменениям пород, в которых происходило изменение режима активности серы в растворах, когда миграция рудного вещества осуществлялась в виде сульфидных комплексов, устойчивых лишь при определенных физико-химических условиях и значениях активности серы. Изменение же активности углекислоты не оказывало прямого воздействия на рудоотложение, но определяло величину буферных свойств гидротермальных растворов (Smith, 1963; Уайт, 1970).

Проведенное нами изучение газово-жидких включений в минералах ртутных руд большой группы эпимеральных месторождений юга Сибири позволило установить ряд особенностей в солевом составе жидкой фазы и составе газовой фазы индивидуальных включений и направленное изменение физико-химических параметров гидротерм в ходе мине-

Таблица 1

Агенты гидротермального метаморфизма, вмещающих пород	Соотношение процессов гидротермального изменения вмещающих пород
CO_3^{2-}	Лиственитизация — окварцевание — кальцитизация Доломитизация Карбонатизация — аргиллизация — окварцевание
S^{2-}	Пиритизация — окварцевание
SO_4^{2-}	Аргиллизация — окварцевание Баритизация Ангидритизация

ралообразования. Изучены термометрически охарактеризованные разные по форме и количеству фаз первичные газово-жидкие включения в последовательно кристаллизовавшихся до киновари и одновременных с ней жильных минералах и в самой киновари и позднем кальците (Васильев и др., 1973; Борисенко и др., 1974). Газово-жидкие включения в докиноварных и одновременных с ней минералах содержат пересыщенные и высококонцентрированные растворы (Чазадыр — 36,9, Акташ — 10,0, Чаганузун — 8,2 вес %). Растворы с более низкими концентрациями отмечены в киновари, и только в послекиноварных минералах во включениях присутствуют, как правило, разбавленные растворы с низкими концентрациями растворенных солей (Чазадыр — 2,5, Акташ — 2,5—0,5 вес %). Исследованиями солевого состава раствора индивидуальных включений с применением криометрии установлено, что среди солей в растворах включений преобладают NaCl и Na_2CO_3 , а также встречаются KCl и MgCl_2 . Для включений в киновари, в одновременных с ней и в послекиноварных минералах характерно постоянное присутствие углекислоты, содержание которой меняется от 1,5 до 10,0 вес %. Довольно сложен состав газовой фазы включений. Помимо углекислого газа в переменных количествах обнаружены кислород, азот и редкие газы, а также группа кислых газов (H_2S и др.). Существенные различия в составе газовой фазы для включений с высококонцентрированными и разбавленными растворами. В первых наряду с углекислым газом, содержание которого изменяется от 52,4 (кварц, Курумду-Айры) до 85,7 об. % (кварц, Чаганузун), обычно присутствует группа кислых газов (преимущественно H_2S — 14% Чазадыр, 11% Горхон), полностью отсутствует кислород при переменном и чаще низком (8% — Горхон, 8,8% — Чаганузун) содержании азота и редких газов. Во второй группе включений при преобладании углекислого газа и азота постоянно присутствует кислород и не обнаружены кислые газы. Это позволяет сделать вывод о том, что высококонцентрированным растворам во включениях соответствует сернисто-углекислотный состав газовой фазы, а слабоминерализованным — углекислотно-кислородный. Расчетным путем была оценена возможная концентрация сульфидной серы в растворах включений докиноварных минералов месторождений Чаганузун и Джылкыдал, которая составила 0,456 вес. % для первого и 0,123 вес. % для второго.

Таким образом, наиболее вероятно, что исходные гидротермальные растворы, формировавшие эпимеральные ртутные месторождения, были в большинстве случаев высококонцентрированными, щелочными, сернисто-хлоридно-карбонатными растворами, насыщенными растворенными соединениями ртути и других элементов, встречающихся в рудах, которые затем были разбавлены и становились нейтральными и даже кислыми уже в процессе рудоотложения. Этим они значительно отличаются от слабоминерализованных вод современных термальных источников, отлагающих сульфиды ртути, что хорошо видно из табл. 2. Суммарная максимальная концентрация растворов газово-жидких включений превышает таковую в водах термальных источников в 10—12 раз (Уайт, 1970).

Результаты исследования температур, давления и состава гидротермальных растворов, из которых отлагались минералы ртутных руд, позволяют оценить роль различных физико-химических факторов в процессах рудообразования. К числу таких факторов следует отнести изменение температуры, давления, pH, Eh и концентрации растворенных соединений. Последовательное отложение минералов ртутных руд происходит на фоне снижения температур от 250 до 70°C, которые установлены по температурам гомогенизации включений (Васильев и др., 1973). Главная масса киновари отлагалась из растворов в интервале температур 170—150°C и лишь в редких случаях начальные температуры

Концентрация солей в растворах, г/л

Таблица 2

В водах термальных источников	Концентрация	В газово-жидких включениях минералов руд	Концентрация	
Сульфур-Бэнк, Калифорния, США	6,95	Чазадырское: кварц киноварь	369,0 357,0	
Вильбур-Спрингс, Калифорния, США			кальцит	25,0
а) Эббот Майн	7,21	Джилкыдал:	кварц	304,0
б) Вильбур-Спрингс (Сульфур крик)	29,03	Курумудайринское:	кварц	193,0
в) Элджин Майн	28,79		анкерит	150,0
Скаггс-Спрингс, Калифорния, США	3,67	Горхонское:	кварц	193,0
Стимбот-Спрингс, Невада, США	2,23	Курайское:	кварц	100,0
Алтуна Майн, Калифорния, США	14,10	Чаганузунское:	кварц	82,0
Кордеро Майн, Невада, США	0,46	Акташское:	анкерит	82,0
Амеди-Спрингс, Калифорния, США	0,83		кварц	100,0
Бойлинг-Спрингс, Айдахо, США	0,28		кальцит	35,0
Апапель, Камчатка, СССР	1,50	Актоольское:	кварц	75,0
		Черемшанское:	кварц	80,0
		Сухонькое:	кварц	40,0

были больше 180°C. Узкий интервал температур отложения киновари, установленный для природных процессов минералообразования, хорошо согласуется с результатами экспериментов Ф. Диксона (Dickson, 1964), установившего существование минимума растворимости киновари в сульфидных растворах между 100 и 150°C.

Изменение величин давления от 1050 до 300—400 бар, при которых происходило формирование изученных ртутных месторождений, по-видимому, не оказывало прямого влияния на рудоотложение в условиях умеренных глубин. Этот вывод опирается на экспериментальные данные Ф. Диксона (Dickson, 1964), показавшего незначительное изменение величины растворимости от изменения давления (1,0—1800 бар). Однако изменение режима кислотности-щелочности (pH) и окислительно-восстановительного состояния (Eh) среды может вызвать интенсивное отложение рудных минералов на ртутных месторождениях. Экспериментальные исследования Г. Шварценбаха и М. Видмера (Schwarzenbach, Widmer, 1963) показали многократное возрастание растворимости сульфида ртути при постоянной температуре и концентрации сульфидной серы в растворах при увеличении pH. Аналогичные тенденции в изменении растворимости антимонита в сульфидных растворах установлены Р. Акеретом (Akeret, 1953) и Н. П. Колпаковой (1971). Очевидно также, что окисление гидротермальных растворов будет прежде всего способствовать переходу сульфидной серы в сульфатную и в свою очередь вызывать увеличение кислотности среды. Это будет приводить, с одной стороны, к интенсивному разложению сульфидных комплексов и отложению киновари и других сульфидов, а с другой — к развитию аргиллизации, а также сульфатного метасоматоза (баритизации и др.).

К числу эффективных параметров, интенсивно влияющих на рудоотложение, относится и изменение концентрации гидротермальных растворов, прежде всего концентрации сульфидной серы. Как показали экспериментальные работы Ф. Диксона, Д. Нортон и Б. Вайсберга, растворимость сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка связана с концентрацией сульфидной серы в растворах прямой пропорциональной зависимостью (Dickson, 1964; Tunell, 1964; Weissberg et al., 1966).

В природных процессах минералообразования изменение этих параметров вызывалось активным взаимодействием восходящих щелочных гидротермальных растворов с химически контрастными вмещающими породами, ростом парциального давления кислорода в близповерхностных условиях и, наконец, разбавлением растворов водозными водами. Проявление каждого из перечисленных факторов или одновременное их действие приводило к снижению активности сульфидной серы в растворах за счет либо сульфидизации (пиритизации) вмещающих пород, либо окисления ее до сульфата, либо реакции гидратизации сульфидных комплексов. Этотак или иначе вызывало рост кислотности растворов и их окислительного состояния, что приводило к осаждению сульфидов ртути, сурьмы и мышьяка и формированию рудных залежей.

Таким образом, направленная эволюция основных физико-химических параметров гидротермальных растворов, выраженная в снижении их щелочности и возрастании окислительного состояния, в резком снижении концентрации на общем фоне падения температуры и давления, характеризует обстановку рудоотложения на изученных эпигермальных ртутных месторождениях. Рудоотложение вызывалось главным образом снижением концентрации сульфидной серы и ростом кислотности растворов. В формировании руд наряду с элементами, привнесенными из мантии (ртуть, сурьма, мышьяк, минерализаторы), участвовали элементы, мобилизованные из пород коры на путях движения растворов (частично свинец и сера) и заимствованные из вмещающих пород при гидротермальном метаморфизме и рудоотложении (железо, барий, кремнезем, никель, кобальт и др.).

ЛИТЕРАТУРА

- Борисенко А. С., Васильев В. И., Оболенский А. А. и др. Состав газово-жидких включений в минералах руд ртутных месторождений и химизм рудоносных растворов.—«Докл. АН СССР», 1974, т. 214, № 3.
- Васильев В. И. Акташское месторождение — представитель карбонатно-киноварного минерального типа ртутной рудной формации.—В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтая-Саянской области. М., «Наука», 1966.
- Васильев В. И., Оболенский А. А., Борисенко А. С. Температурные условия формирования ртутных месторождений.—«Докл. АН СССР», 1973, т. 209, № 2.
- Игнатович В. И., Кандер В. М. Геологические особенности и возраст ртутного оруденения Прибайкалья.—В кн.: Вопросы металлогенеза ртути. М., «Наука», 1968.
- Кандер В. М., Гундобин Г. М. К вопросу о связи ртутного оруденения в Прибайкалье с магматизмом.—В кн.: Материалы к юбилейной геологической конференции. Улан-Удэ, 1967.
- Колпакова Н. П. О формах существования сурьмы (III) в сульфидных растворах.—В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М., «Наука», 1971.
- Кузнецов В. А. Ртутные месторождения Горного Алтая.—В кн.: Месторождения редких и малых металлов СССР. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Кузнецов В. А. Основные проблемы металлогенеза ртути.—В кн.: Вопросы металлогенеза ртути. М., «Наука», 1968.
- Кузнецов В. А. Ртутные формации в провинции СССР.—В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972.
- Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектономагматической активизации и ртутного оруденения.—В кн.: Металлогенез активизированных областей. Иркутск, 1973.
- Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский ртутный пояс.—«Геол. и геофиз.», 1974а, № 5.
- Кузнецов В. А. Месторождения ртути.—В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., «Недра», 1974б.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Основы формационного анализа эндогенной металлогенеза Алтая-Саянской складчатой области. Новосибирск, «Наука», 1966.

ДОНЕЦКИЙ БАССЕЙН

- Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества.—«Геол. и геофиз.», 1970, № 4.
- Кузнецов В. А., Оболенский А. А., Васильев В. И. Опыт систематики ртутных месторождений Сибири и Дальнего Востока.—В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.
- Оболенская Р. В. Чуйский комплекс щелочных базальтоидов Горного Алтая. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Оболенский А. А., Васильев В. И., Оболенская Р. В. Геологическое строение и генезис Белоосиповского месторождения ртути в Кузнецком Алатау.—В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтая-Саянской области. М., «Наука», 1968.
- Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудноносных растворов.—В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968.
- Сауков А. А. Нерчинское месторождение киновари.—«Докл. АН СССР», 1930, № 12.
- Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока.—В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., «Наука», 1968.
- Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 3.
- Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. IX. М., «Наука», 1970.
- Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Уайт Д. Е. Ртутные и полиметаллические месторождения, ассоциированные с термальными источниками.—В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Щеглов А. Д. О некоторых особенностях формирования ртутьно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья.—«Записки Всес. минералог. об-ва», 1959, вып. I.
- Щеглов А. Д. Генетические особенности ртутьно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья.—В кн.: Генетические проблемы руд. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Щеглов А. Д. Об эндогенных месторождениях активизированных складчатых областей. Л., «Недра», 1964. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 104).
- Щеглов А. Д. Мезозойские эндогенные рудные формации активизированных складчатых областей Забайкалья.—В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.
- Щербаков Ю. Г. Новые данные о юрских отложениях и «юном» оруденении в Горной Шории.—«Геол. и геофиз.», 1959, № 2.
- Akeret R. Über die Löslichkeit von Antimon (3) sulfid. Diss. Z. Brunn. Eidg. Techn. Hochschule. Zurich, 1953.
- Dickson F. W. Solubility of cinnabar in Na_2S solution at 50–250°C and 1–1800 bars, with geological applications.—“Econ. Geol.”, 1964, v. 59, № 4.
- Krauskopf K. B. Physical chemistry of quicksilver transportation in vein fluids.—“Econ. geol.”, 1951, vol. 46, № 5.
- Schwarzenbach G., Widmer M. Die Löslichkeit von Metallsulfiden I. Schwarzes Quecksilbersulfid.—“Hel. Chim. Acta”, 1963, Bd. 46, № 7.
- Smith F. G. Physical Geochemistry. Reading Mass., Addison—Wesley, 1963.
- Tunell G. Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony.—“Geochem. et Cosmochim. Acta”, 1964, vol. 28, № 7.
- Weissberg B., Dickson F., Tunell G. Solubility of orpiment (Ag_2S_3) in $\text{Na}_2\text{S} - \text{H}_2\text{O}$ at 50–200°C and 100–1500 bars, with geological applications.—“Geochem. et Cosmochim. Acta”, 1966, vol. 30, № 8.

В. И. СКАРЖИНСКИЙ, В. В. НАУМЕНКО

О ГЕНЕЗИСЕ РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА И КАРПАТ

Ртутное оруденение в Донбассе и Карпатах размещается главным образом в пределах Никитовского рудного поля и Закарпатского внутреннего прогиба.

Геологическое строение Донецкого бассейна охарактеризовано в многочисленных работах, в том числе таких сводных работах, как «Геология СССР», т. VII (1944), «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», т. 1 (1963). Опубликованы также основные сведения о ртутных месторождениях и общей металлогении Донецкого бассейна (Захаров, Королев, 1940; Никольский, 1959; Скаржинский, 1973) и др.

До недавнего времени высказывания о генезисе сурьмяно-ртутных месторождений Никитовского рудного поля в Донбассе сводились к традиционным представлениям о магматогенной природе рудноносных растворов и глубинном, ювенильном, происхождении рудогенных элементов (Захаров, Королев, 1940; Никольский, 1959; Бутурлинов, Панов, 1959; Карасик, 1963; Никольский, Бутурлинов, 1965; Утехин, Белоус, 1966; и др.). Однако отсутствие пространственной связи с известными в бассейне изверженными породами и незначительный объем магматических тел (малые интрузии, субвуликанические тела, дайки) послужили основанием для критики этих представлений и для появления в последнее десятилетие ряда статей, в которых высказано предположение о мобилизации ртути поровыми водами при метаморфизме каменноугольных отложений, переносе ее этими водами к антиклинальной или разломной структуре, определяющей зону разгрузки напорных вод, и отложении киновари в этой зоне в результате смешения с водозаданными водами (Добринский, 1965; Никольский и др., 1970).

Магматические породы в Донецком бассейне представлены формациями раннего, орогенного и посторогенного — платформенного этапов развития (Гоньшакова и др., 1968; Бутурлинов, Скаржинский, 1970). Они распространены преимущественно в южной части бассейна в зоне Южно-Донбасского глубинного разлома в виде небольших штоков, силлов, локколитообразных тел, покровов и даек и представлены производными подкоровой щелочно-ультраосновной и щелочно-базальтоидной магмы, контаминированной при формировании магматических комплексов только орогенного этапа развития структуры бассейна сиалическим материалом «гранитного» слоя коры. Изверженные породы — производные гранитной магмы — до сего времени в Донбассе не обнаружены.

Характерной особенностью магматических пород Донецкого бассейна является повышенное содержание в них ртути. По данным Н. В. Бутурлина и В. А. Корчемагина (1966), содержание этого элемента в породах, лишенных признаков контаминации гранитоидным материалом (комpleksы раннего этапа развития), колеблется от $2 \cdot 10^{-5}$ до $2 \cdot 10^{-4}\%$, в контаминированных и несущих признаки асимиляции гранитоидного материала — от $2,3 \cdot 10^{-5}$ до $1,4 \cdot 10^{-4}\%$, в посторогенном комплексе дайковых лампрофиров — от $2,5 \cdot 10^{-5}$ до $3,6 \cdot 10^{-5}\%$. Эти содержания значительно превышают кларковые для соответствующих типов изверженных пород, превышают они и среднее содержание ртути в осадочных породах Донбасса за пределами эндогенных ореолов ртути, равное, по данным М. А. Карасика (1963) и А. Г. Дворникова (1967), $n \cdot 10^{-6}\%$.

Хорошо известно, что размеры магматических тел на глубинах, характерных для формирования гидротермального оруденения, далеко не всегда лимитируют масштабы оруденения. Больше того, как известно, большая группа магматогенных гидротермальных месторождений пространственно и генетически связана именно с малыми интрузиями завершающих этапов развития подвижных зон.

Таким образом, единственным аргументом противники глубинного происхождения рудноносных растворов и рудогенных элементов, образо-

вавших сурьмяно-ртутные руды Никитовки, выдвигают удаленность их от известных выходов изверженных пород. Между тем предположение о метаморфогенном генезисе этих руд и о заимствовании ртути из вмещающих пород встречает весьма существенные возражения.

Прежде всего это предположение не может объяснить разрыв во времени метаморфизма (и мобилизации ртути поровыми водами) каменноугольной вмещающей оруденение толщи бассейна с периодом образования руд. По данным определения возраста калий-argonовым методом, выполненного Б. Б. Зайдис в ИГФМ АН УССР, время метаморфизма соответствует главной в Донбассе заальской фазе герцинского цикла (235—240 млн. лет). Помимо структурных исследований, свидетельствующих о постскладчатом формировании рудовмещающих структур (Никольский, 1959), определение возраста дорудного мусковита из рудоносных зон Софиевского месторождения в Никитовском рудном поле (200 млн. лет; Кузнецова, Скаржинский, 1966) также указывает на разрыв между метаморфизмом и рудообразованием в 35—40 млн. лет. Можно привести еще ряд фактов, в большей или меньшей мере противоречащих предположению о заимствовании ртути из вмещающих пород и образовании рудоносных растворов за счет поровых вод. К таким фактам относятся явления рудного метасоматоза, свидетельствующие о различии в химизме рудоносных растворов и вмещающих оруденение пород, зональность и стадийность оруденения, вертикальный размах его, достигающий 2000 м, соответствие изотопного состава серы рудообразующих сульфидов (киновари, антимонита) составу серы метеоритного троилита (Захаров, Королев, 1940; Никольский, 1959; Большаков, 1964; Большаков и др., 1969; Утехин, Белоус, 1966; Озерова и др., 1967).

Вместе с тем указанные выше факты наряду с особенностями геологического строения и истории развития Донецкого бассейна не противоречат предположению о ювелирном источнике рудообразующих металлов и рудоносных растворов. Относительно высокое содержание ртути во всех магматических комплексах Донбасса, независимо от времени их образования, и подкоровое мантийное происхождение магм этих комплексов свидетельствуют о том, что в области Донецкого бассейна в пределах верхней мантии длительное время существовал (или возник) магматический очаг, обогащенный ртутью. Отсутствие признаков гранитоидного магматизма в бассейне и, очевидно (по аналогии с кристаллическими породами рамы — Приазовским блоком Украинского щита и Воронежским массивом), невозможность извлечения ртути из высокометаморфизованных образований фундамента бассейна свидетельствуют о том, что искать источник ртути в породах коры едва ли целесообразно.

Вероятность наличия относительно высоких содержаний ртути в мантии Земли подтверждается исследованием метеоритов, выполненных в достаточно большом объеме (Озерова и др., 1970).

Существенные различия в содержании этого элемента в однотипных породах подкорового происхождения в различных районах заставляют соглашаться с допущением, что мантия Земли неоднородна по составу (во всяком случае, второстепенных элементов) в латеральном плане и что эта неоднородность, возможно, служит одной из причин существования магматических и металлогенических провинций.

По-видимому, наиболее убедительно допущение, что рудоподводящими каналами для Никитовского рудного поля является глубинный Осевой разлом, в зоне которого находится рудное поле. Как уже упоминалось, Осевой разлом прослежен через весь разрез земной коры вплоть до верхов мантии; к востоку от Никитовки в зоне разлома описаны дайки лампрофиров базальтоидного происхождения. В этой же

зоне располагается золото-свинцово-цинковое оруденение Нагольного кряжа.

Некоторое затруднение в разработку схемы глубинного, ювелирного гидротермального (телетермального) генезиса никитовских руд вносит возможный значительный разрыв во времени между ближайшими проявлениями магматизма и оруденением. Это затруднение можно преодолеть, если допустить, что процесс отделения летучих компонентов мантии (дегазация) протекает постоянно, тогда как магмообразование и подъем магмы происходят периодически, при достижении особых условий в тектоносфере. Различная проницаемость мантийных глубинных разломов в различные этапы развития региональных структур земной коры (подвижных зон, платформ) должна регулировать поступление продуктов дегазации мантии в верхние горизонты коры, к рудовмещающим структурам.

Такая схема образования некоторых типов рудных месторождений, в частности телетермальных, логично увязывается с известными идеями зонной плавки (Виноградов, 1962, 1964) и трансмагматических растворов подкорового происхождения (Коржинский, 1968), а также с представлениями об источниках рудоносных растворов иrudогенных элементов в работах ведущих исследователей отечественной школы геологов-рудников (Смирнов, 1969; Шипулин, 1969; Кузнецов, Оболенский, 1970; Смирнов и др., 1972; и др.).

ЗАКАРПАТСКИЙ ВНУТРЕННИЙ ПРОГИБ

Образование ртутного оруденения Закарпатского прогиба исследователями этого региона связывается с гидротермальными поствулническими процессами неогена.

Киноварь закарпатских месторождений образуется за счет щелочного сложного ртутьсодержащего комплекса, из которого под воздействием различных факторов (нейтрализации, подкисления и т. п.) выпадал метацинабарит, впоследствии замещаемый киноварью (Пиотровский, 1958; Лазаренко и др., 1964).

Закарпатский прогиб представляет собой структуру, образовавшуюся в краевой части Паннонского срединного массива в процессе неогеновой тектоно-магматической активизации последнего. Тектоническое положение, особенности геологического строения и развития прогиба в неогене свидетельствуют о его тесной связи с обширной территорией Паннонского массива, что требует рассмотрения всей этой территории Паннонского массива отложения свидетельствуют о сложной истории формирования массива в течение трех крупных этапов.

Фундамент массива сформировался в первый этап, представлен метаморфическими породами, на территории Украины образующими Раховский и Чивчинский выступы крупного Мармарошского кристаллического массива. Радиометрические определения метаморфических пород указывают на их формирование в байкальскую эпоху (720—630 млн. лет), частичную регенерацию — в раннегерцинское время (342—320 млн. лет), более широкую регенерацию — в среднем карбоне — перми (308—263 млн. лет) и мезозое (195—108 млн. лет).

С каледоно-герцинским циклом связывается регенерация эпигейско-кальской платформы, выразившаяся в оформлении центральных массивов Западных Карпат и Паннонского массива.

Второй этап развития массива тесно связан с формированием и эволюцией альпийской геосинклинали. К началу альпийского цикла территория Карпат и Паннонского массива представляла собой эпигерцин-

скую квазиплатформу. Геосинклинальная система Западных и Восточных Карпат, в виде миогеосинклинальных флишевых прогибов оконтуривавшая Паннонский массив, завершила свое развитие в конце олигоцена-илювиальной геосинклинального режима с образованием в неогене орогенной структуры складчатых Карпат и Предкарпатского прогиба. Отражением геосинклинального развития явилось образование «вложенных» в тело Паннонского массива прогибов — Мурешского и Сольнок-Дебреценского, орогеническая деятельность которых завершилась внедрением диоритовых интрузий базальтового комплекса.

В течение третьего этапа — этапа тектоно-магматической активизации краевой части Паннонского массива — произошло формирование молассовых наложенных впадин в теле массива, образование Внутрикарпатского вулканического пояса. В этот этап интенсивно проявилась дислокативная тектоническая активность, благодаря которой территория была расчленена на ряд блоков прогиба. С этим же этапом связано образование Закарпатского массива.

Закарпатский прогиб подразделяется на Чоп-Мукачевскую, Солотвинскую и Выгорлат-Гутинскую зоны. Закарпатский прогиб со смежными структурами складчатых Карпат и центральными частями Паннонского массива граничит по зонам соответственно Закарпатского и Припаннонского глубинных разломов. В неогене обе зоны разломов были зонами размещения вулканических аппаратов, производных их деятельности, обилия согласных разрывных структур, размещения участков метасоматических изменений пород и эндогенного оруденения. Неогеновый вулканализм, развитый в прогибе, представлен липарито-игнимбритовой (миоценовой) и андезитовой (миоплиоценовой) формациями. Первая относится к производным палингенического очага в «гранитном» слое земной коры, вторая — принадлежит к ювенильным образованиям. В целом для Закарпатского прогиба характерны незначительная мощность земной коры Карпат (до 65 км), наличие в глубинной структуре прогиба слоев с пониженной пластовой скоростью прохождения волн (трактуемых нами как промежуточные магматические очаги андезито-базальтовой магмы плиоцена на глубинах 80—60, 27—20, 15—8, 5—3, и 3—1,5 км), наличие на глубинах 70—80 км поверхности астеносферного слоя и аномально высокого теплового потока.

Закарпатскому прогибу свойственно эндогенное оруденение неогеновых вулканогенных золото-полиметаллических и вулканогенных ртутью-редкометальных месторождений. Первая группа связывается главным образом с липарито-игнимбритовым вулканализмом (миоцен), вторая — с миоплиоценовой андезитовой формацией. Связь андезитовой — андезито-базальтовой магмы с подкоровыми слоями земли не вызывает сомнения.

В пользу мантийного происхождения пород андезитовой формации свидетельствует, прежде всего, приуроченность вулканов к зонам Закарпатского, Оаш-Шолесского и частично Припаннонского глубинных разломов, рассекающих по данным ГСЗ земную кору и уходящих в верхнюю мантию (Соллогуб и др., 1967; Чекунов, 1972; и др.), а также свидетельствуют многочисленные находки муассанита в базальтах, андезито-базальтах и андезитах Выгорлат-Гутинской гряды.

Липариты, дациты, андезиты, андезито-базальты андезитовой формации характеризуются содержанием вкраплеников первично магматического граната альмандинового ряда (Соболев и др., 1955; Костюк, 1961) в виде устойчивой фазы, образующегося, согласно данным Т. Грина и А. Рингвуда (1968), в сухих расплавах основного и кислого состава при давлениях не ниже 18 кбар (эквивалентно 60 км глубины, что значительно больше мощности земной коры по Закарпатским прогибам).

Ассоциация гранат — кварц в дацитовых расплавах (отмеченная в Выгорлат-Гутинской гряде) образуется также при давлениях 18 кбар. А. Ф. Гончаруком (1974) андезитовая формация подразделена на оливиновую и толентовую субформации, относящиеся к типам магм высокоглиноzemистых базальтов либо толентовых базальтов и формирующиеся, по представлению Х. Куно (1970), на глубинах более 100 км.

В эту группу объединены месторождения и рудопроявления ртутной, мышьяково-сульфурно-рутной, ртутьно-полиметаллической и теллур-висмутовой формаций.

В Закарпатском прогибе наиболее продуктивной является ртутная формация, представленная месторождениями Вышковского и Оленевского рудных полей.

Вышковское рудное поле размещается в зоне Припаннонского глубинного разлома, что предопределило его интенсивную блоково-глыбовую тектонику, развитие эфузивных пород и многочисленных гипабиссальных интрузий кварцевых габбро-диабазов, диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров. В районе находятся месторождения Большой Шаян, Грендеш, Боркут, Поворотное, Ровное, Моронгош, ряд рудопроявлений. Руды локализованы в гранодиорит-порфиритах, кварцевых диорит-порфиритах, микрогранодиоритах, плагиолипаритовых туфах, телах эксплозивных брекчий и андезито-базальтов, песчаниках. Рудо-вмещающие породы интенсивно каолинизированы и карбонатизированы.

Рудные минералы формации представлены киноварью, метацинабаритом, пиритом, марказитом, перрудные — кварцем, кальцитом, сидеритом, анкеритом, баритом. Характерны прожилково-вкрапленные, гнездовые и штокверковые в трещинных зонах разломов тела, местами вкрапленные залежи в песчаниках (месторождение Боркут).

К ртутной формации относится оруденение Оленевского рудного поля, размещенного в складчатой флишевой толще Карпат севернее вулканического массива. Здесь известны месторождения Каменный Карьер, Буковое, Смерековое и др. Оруденение пространственно связано с дайками и штоками андезитов, андезито-базальтов, брекчиями жерловин, локализовано в контактовых частях небольших субвулканических тел.

Ртутные месторождения и рудопроявления сформировались на небольших глубинах и представляют собой низкотемпературные образования. По своему происхождению ртутное оруденение нами связывается с глубинным магматическим очагом плиоцена. При этом существующую связь следует определять как «отдаленную парагенетическую» в трактовке В. А. Кузнецова (1966), Науменко (1971). Основанием для этого послужили геохимические исследования ртутоносности пород андезитовой формации, проведенные в пределах Выгорлат-Гутинской гряды. Такой вывод базируется на следующих данных и соображениях:

1) ртутное оруденение локализовано в пределах зон глубинных разломов, по данным ГСЗ рассекающих земную кору и уходящих в верхнюю мантию;

2) ртутное оруденение во времени ассоциирует с породами ювенильной андезитовой формации этапа тектоно-магматической активизации. Пространственная связь отмечается с интрузивными субвулканическими интрузиями миоплиоценена;

3) ртутное оруденение приурочено к различным литологическим и петрографическим разностям пород формации, характеризуясь четко выраженным чертами эпигенетического рудообразования;

4) сера киновари месторождений Вышковского района имеет ювенильную природу, о чем свидетельствуют близость ее значений к метеоритному стандарту и малый разброс значений (Озерова и др., 1967).

В нашем распоряжении нет достоверных данных о формах перено-

са ртути в процессе рудообразования. Однако изложенные в весьма интересной статье (Смирнов и др., 1972) обобщения по геохимии ртути и представления о главенствующей форме переноса ртути в виде газовой фазы в значительной степени, хотя и не во всех случаях безапелляционно, вполне применимы для суждения о форме переноса ртути при формировании закарпатских месторождений.

Весьма широкое распространение ртутных минералов не только в районах активного вулканизма, но и в зонах флишевых Карпат; развитие широких первичных ореолов рассеяния ртути; локализация ртутных месторождений Вышковского района в пределах площади пироксеновой субформации андезитовой формации с пониженными содержаниями ртути (Гончарук, 1974); геотектонические условия размещения ртутных руд, а также высокий тепловой поток, фиксирующий процесс дегазации мантии, по нашим представлениям, следует относить в актив признания газового переноса ртути в зону рудоотложения при процессах тектономагматической активизации.

ЛИТЕРАТУРА

- Большаков А. П. К вопросу о роли каменных углей в процессе рудоотложения на Никитовском ртутном месторождении.—«Геохимия», 1964, № 5.
- Большаков А. П., Кириклица С. И., Ольховский Н. Я. О вертикальном размахе и глубине рудоотложения на Никитовском ртутном месторождении.—«Геол. рудных месторожд.», 1969, № 4.
- Бутурлинов Н. В., Корчемагин В. А. Ртуть в магматических породах Донецкого бассейна.—«Геохимия», 1966, № 5.
- Бутурлинов Н. В., Панов Б. С. Об изверженных породах и рудной минерализации Донецкого бассейна.—«Зап. Всес. минералог. об-ва. Серия 2», 1959, ч. 88, № 4.
- Бутурлинов Н. В., Скаржинский В. И. О комплексе магматических пород и магматических формациях Донецкого бассейна.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 193, № 2.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 11.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли.—В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., «Наука», 1964.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. I. М., «Недра», 1963.
- Геология СССР. Т. VII. М., Госгеолтехиздат, 1944.
- Гончарук А. Ф. Закономерности образования и некоторые вопросы рудоносности андезито-базальтовой формации Закарпатья. Автореф. канд. дис. Киев, 1974.
- Гоньшакова В. И., Бойчук М. Д., Бутурлинов Н. В., Стремовский А. М., Юрченко В. Ф. Проявления щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного магматизма в зоне сочленения прогиба Большого Донбасса с Украинским кристаллическим щитом.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 9.
- Грин Т., Рингвуд А. Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.
- Дворников А. Г. Сравнительная оценка первичных и вторичных ореолов рассеяния ртути в некоторых районах Центрального Донбасса.—«Сов. геология», 1967, № 6.
- Добрянский А. М. Структура Горловской антиклинали Донецкого кряжа. Автореф. канд. дис. Киев, 1965.
- Захаров Е. Е., Королев И. И. Структура рудного поля, минеральный состав и генезис Никитовского месторождения в Донбассе. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Карасик М. А. Никитовское рудное поле.—В кн.: Геология СССР. Т. III. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Костюк В. П. Геолого-петрографический парадигматизм Карпат. Киев, Вид-во АН УССР, 1961.
- Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.—В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. XXIII сессия МГК. М., «Наука», 1968.
- Кузнецова В. А. Основные черты эндогенной металлогенеза Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогенеза Алтае-Саянской области. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1966.
- Кузнецова В. А., Оболенский А. А. Вопросы генезиса ртутных месторождений и проблема источников рудного вещества.—«Геол. и геофиз.», 1970, № 4.
- Кузнецова С. В., Скаржинский В. И. К вопросу об условиях образования и возраста Никитовского сурьмяно-ртутного месторождения в Донецком бассейне.—«Докл. АН СССР», 1966, т. 170, № 6.
- Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкрест окраин континентов и островных дуг.—В кн.: Окраины континентов и островных дуг. М., «Мир», 1970.
- Лазаренко Е. Н. и др. Минералогия Закарпатья. Изд. Львовск. ун-та, 1964.

Науменко В. В. Ртутные формации Закарпатья.—«Геол. журнал», Киев, 1971, т. 31, вып. 4.

Никольский И. Л. Геология ртутных месторождений Центрального района Донецкого бассейна. Изд. Донецк. индустр. ин-та, 1959.

Никольский И. Л., Бутурлинов Н. В. Схема геологической эволюции и вопросы металлогенеза Донбасса.—«Докл. АН СССР», 1965, т. 163, № 6.

Никольский И. Л., Добрянский А. М., Корчемагин В. А. К вопросу об источниках и путях миграции ртути.—«Геол. журнал», Киев, 1970, т. 30, вып. 3.

Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Виноградов В. И. Изотопный состав серы ртутных месторождений.—В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., «Наука», 1967.

Озерова Н. А., Айдиньян Н. Х., Кваша Л. Г., Шикина Н. Д. О ртути в метеоритах.—«Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 5.

Пиотровский Г. Л. К вопросу о генезисе киновари и метациниабарита.—«Минералог. сб. Львовск. геол. об-ва», 1958, № 12.

Скаржинский В. И. Эндогенная металлогенеза Донецкого бассейна. Киев, «Наукова думка», 1973.

Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 3.

Смирнов В. И., Кузнецов В. А., Озерова Н. А., Федорчук В. П. Новое в геохимии ртути.—«Геол. рудных месторожд.», 1972, т. XIV, № 4.

Соболев В. С., Костюк В. П. и др. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.

Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П. Строение земной коры Советских Карпат и примыкающих районов Украины по данным ГСЗ.—«Сов. геология», 1967, № 6.

Утехин Г. М., Белоус И. Р. Зональное развитие сурьмяно-ртутной минерализации.—«Зап. Всес. минералог. об-ва. Серия 2», 1966, ч. 95, № 6.

Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1972.

Шипулин Ф. К. Об источниках веществ при эндогенном рудообразовании.—В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. I. М., «Наука», 1969.

Н. А. ОЗЕРОВА, В. И. ВИНОГРАДОВ, А. А. ОБОЛЕНСКИЙ,
В. М. КАНДЕР, Л. П. ТИГУНОВ

ОБ ИСТОЧНИКАХ СЕРЫ РТУТНЫХ И СУРЬЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Закономерности размещения ртутного и сурьмяного оруденения в складчатых структурах обрамления Сибирской платформы рассмотрены в обобщающих работах академика В. А. Кузнецова (1964, 1970, 1972 и др.), впервые подчеркнувшего важное рудоконтролирующее значение этих структур. Дальнейшими исследованиями новые ртутные объекты были обнаружены как в складчатых структурах обрамления, так и в пределах осадочного чехла Сибирской платформы в участках, где структуры фундамента претерпели активизацию. И если вопросы регионального размещения и геологического строения ртутных и сурьмяных месторождений уже достаточно изучены, то вопросы их генезиса остаются еще во многом дискуссионными.

В настоящей работе на примере ряда месторождений рассматриваются источники серы руд ртутных и сурьмяных месторождений. Вы воды базируются на изучении региональной геологической позиции месторождений и анализе изотопного состава серы как в рудах месторождений, так и во вмещающих породах. Источники металлов нами не

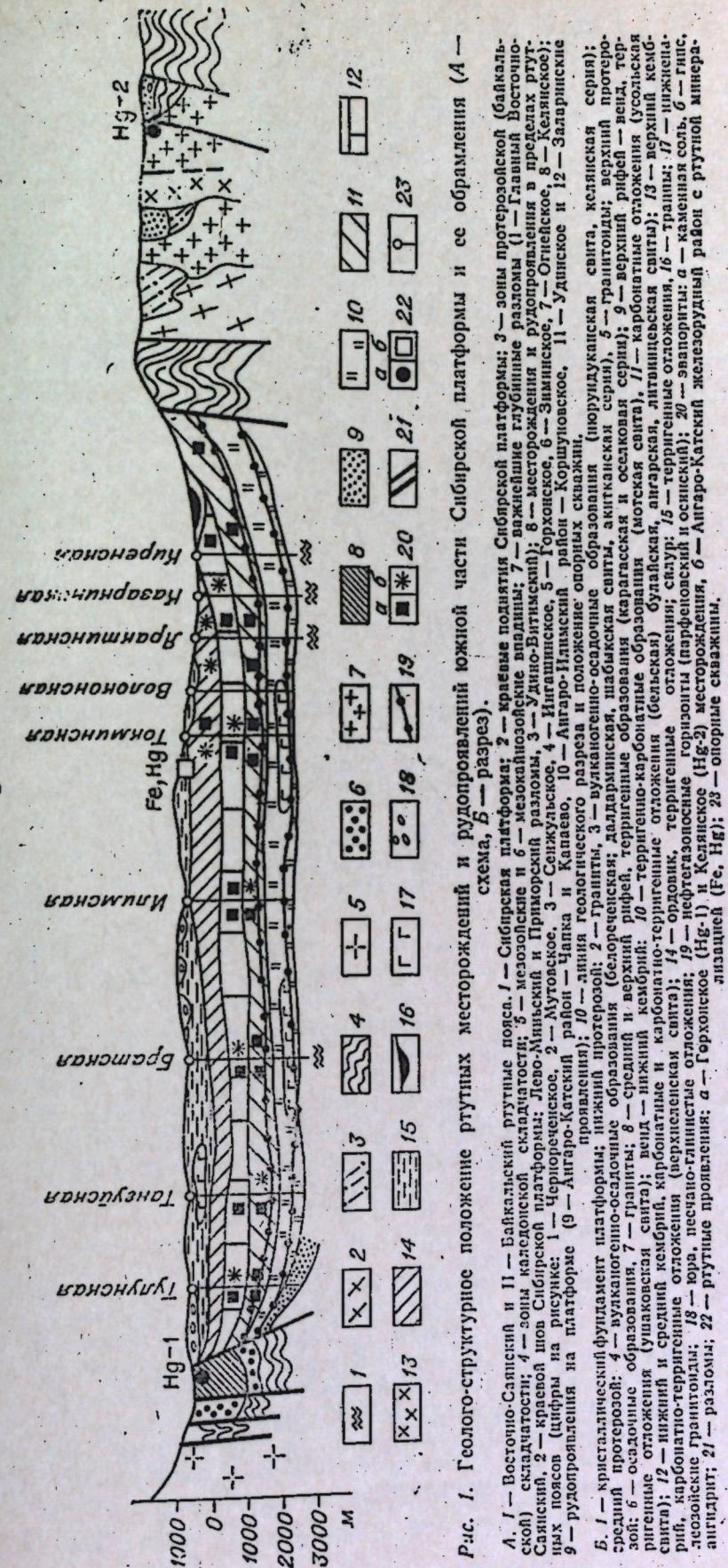
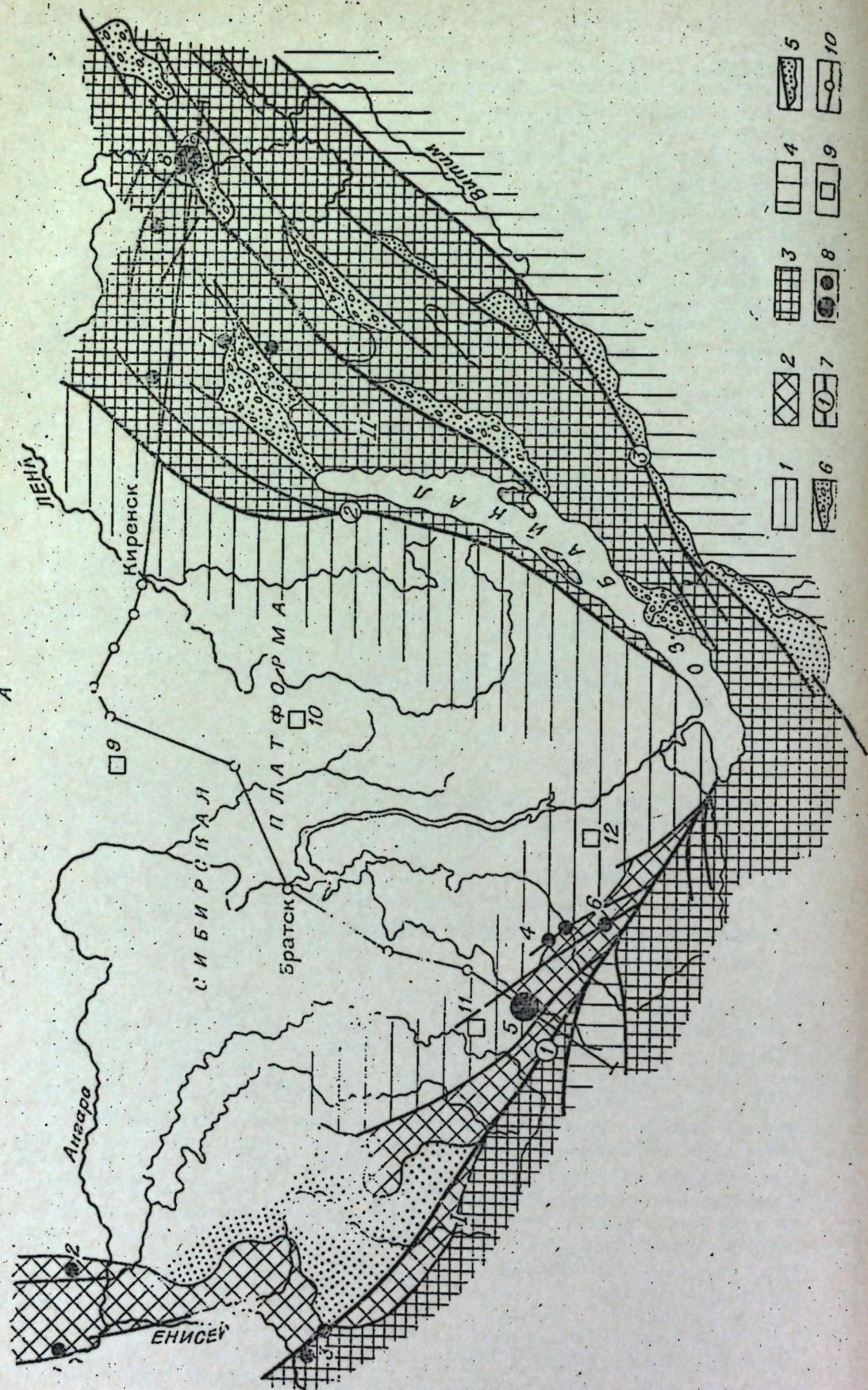


Рис. 1. Геолого-структурное положение рудных месторождений и рудопроявлений южной части Сибирской платформы и ее обрамления (А — схема, Б — разрез).

Легенда (А):

- 1 — Восточно-Саянский и Иркутский рудные поля;
- 2 — Сибирская платформа;
- 3 — краевые поляния;
- 4 — мезоданийские впадины;
- 5 — зоны каледонской складчатости;
- 6 — мезоданийские впадины;
- 7 — важнейшие глубинные разломы (1 — Главный Восточно-Саянский, 2 — краевая шов Сибирской платформы; 3 — Удинско-Бийский, 4 — Орхонско-Зилийский, 5 — Орхонское, 6 — Зилийское, 7 — Огненское, 8 — Каланчакское);
- 9 — рудопроявления на платформе (9 — Ангаро-Илимский район — Коршуновское, 10 — Удинское и 12 — Заларинские);
- 10 — линия геологического разреза и положение опорных скважин.

Легенда (Б):

- 1 — кристаллический фундамент платформы;
- 2 — средний протерозой;
- 3 — нижний протерозой;
- 4 — вулканогенно-осадочные образования (белореческая, дадаринская, пабликская свиты), акитанская и оссюковая серии;
- 5 — вулканогенно-осадочные образования (карагасская, пабликская свиты), карбонатные отложения (усольская серия);
- 6 — осадочные образования (белореческая, дадаринская, пабликская свиты), верхний рифей — венц, террасид;
- 7 — криотические образования (белореческая, дадаринская, пабликская свиты), верхний кембрый;
- 8 — криотические образования (белореческая, дадаринская, пабликская свиты), верхний кембрый;
- 9 — криотические образования (белореческая, дадаринская, пабликская свиты), верхний кембрый;
- 10 — терригенно-карбонатные отложения (белореческая, пабликская, лигатинская свиты);
- 11 — карбонатные отложения (белореческая, пабликская, лигатинская свиты);
- 12 — нижний и средний кембрий, корролинские и карбонатные отложения (пермианской свиты);
- 13 — терригенные отложения (пермианской свиты);
- 14 — ордовик, терригенные отложения (пермианской свиты);
- 15 — терригенные отложения (пермианской свиты);
- 16 — трапы;
- 17 — трещинные отложения, слои;
- 18 — терригенные отложения (пермианской свиты);
- 19 — нефтегазоносные горизонты (порфиро-и осинский);
- 20 — эвапориты;
- 21 — каменная соль;
- 22 — гипс;
- 23 — алювиальные гранитоиды;
- 24 — разломы;
- 25 — ртутные пропилы;
- 26 — разрывы;
- 27 — опорные скважины;
- 28 — гидро-Каткий железорудный район с ртутной минерализацией (Fe, Hg);
- 29 — опорные скважины.

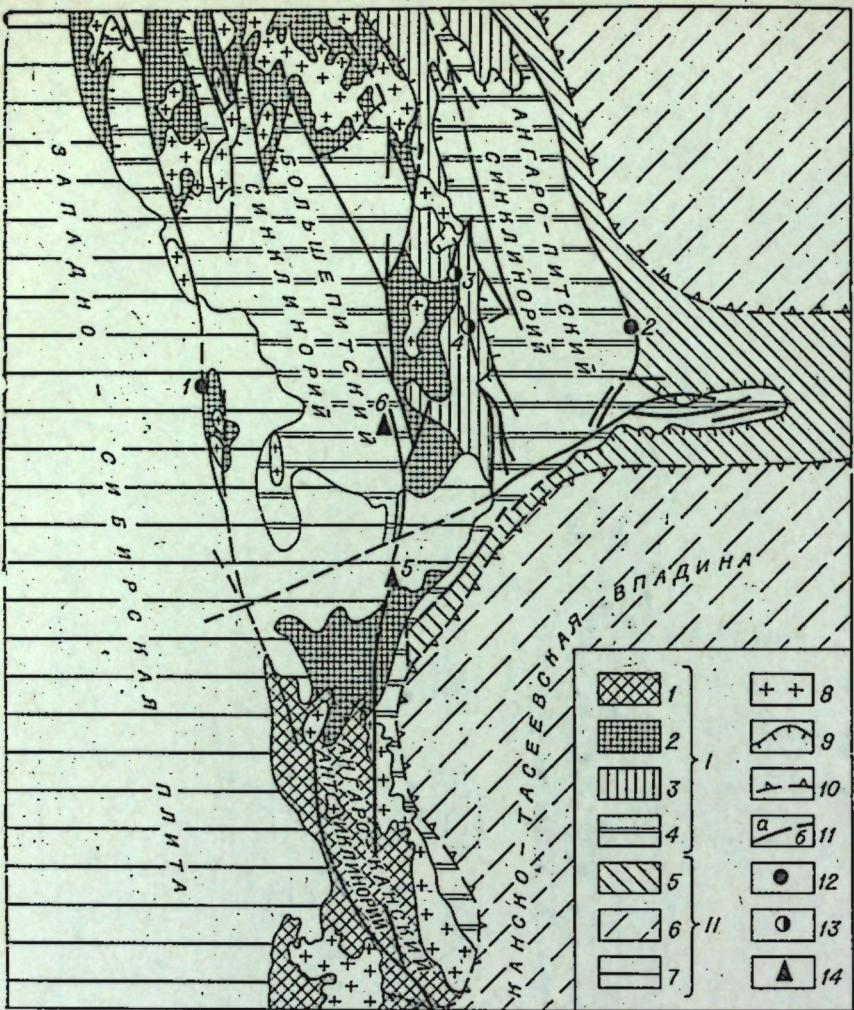


Рис. 2. Геолого-структурное положение рассматриваемых рудных месторождений южной части Енисейского кряжа. Тектоническая основа по О. А. Вотаху (1968).

I. Тектонические формы докембрийского структурного этажа: 1 — антиклиниории, сложенные археем; 2 — антиклиниории, сложенные нижним и частично верхним протерозоем; 3 — поднятия, сложенные сухопитской серией верхнего протерозоя; 4 — синклиниории и грабены, выполненные преимущественно тунгусской, осянинской, тасеевской сериями верхнего протерозоя и частично палеозоя.

II. Тектонические формы палеозойских и мезозойских структурных этажей: 5 — поднятия, сложенные кембрием; 6 — синеклизы и впадины, сложенные верхним палеозоем; 7 — впадины, сложенные мезозоем и кайнозоем. 8 — гранитные массивы докембрийские и более молодые; 9 — контуры синеклиновий и грабенов; 10 — контуры Енисейского кряжа (по кровле кембрия); 11 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые; 12—14 — месторождения: 12 — ртутные (1 — Чернореченское, 2 — Мутовское); 13 — сурьмяные; 14 — полиметаллические.

обсуждаются. Объекты исследований — Удерейское и Раздольнинское месторождения сурьмы в Енисейском кряже, Горхонское месторождение, Ингашинское и другие ртутные рудопроявления в Восточном Саяне, рудопроявления ртути в Ангаро-Катском железорудном районе и другие ее проявления на Сибирской платформе. Использованы также результаты изотопных исследований В. И. Бергера с соавторами (1974) по Келянскому и Огнейскому ртутным месторождениям в Прибайкалье. В небольшом объеме привлечены материалы по рудным месторождениям других металлов. Размещение всех рассматриваемых объектов показано на рис. 1 и 2.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

В обрамлении южного выступа Сибирской платформы, в складчатых структурах байкалид расположены два крупных пояса ртутного оруденения — Восточно-Саянский и Байкальский. Сурьмяное и ртутное оруденение установлено в Енисейском кряже и в Присаянье — краевых выступах фундамента Сибирской платформы, что позволяет рассматривать их как самостоятельные рудные районы.

Мелкие, непромышленные рудопроявления киновари и ртутьсодержащие месторождения иного состава известны в пределах осадочного чехла южной части Сибирской платформы, в участках, испытавших тектоническую активизацию.

Енисейский кряж является краевым выступом древнего докембрийского фундамента Сибирской платформы и характеризуется сложным геологическим строением и разнообразной металлогенией. Для этого района характерны золоторудные месторождения малосульфидной формации, железорудные, колчеданно-полиметаллические, сурьмяные месторождения и ртутные рудопроявления. Характерными особенностями ртутной и сурьмяной минерализаций Енисейского кряжа являются значительный разрыв во времени их образования (верхний протерозой или кембрий — для сурьмяной и пермо-триас — для ртутной) и структурная разобщенность (см. рис. 2). В то же время сурьмяная минерализация имеет определенные связи с золотым оруденением.

Среди сурьмяных месторождений известны Удерейское и Раздольнинское, относящиеся к кварцево-антимонитовым месторождениям жильного типа. Они залегают в толще филлитизированных алеврито-глинистых сланцев верхнего протерозоя (удерейская свита) и приурочены к Ишимбинскому глубинному разлому, входящему в систему Татарской зоны разломов, в приядерной части восточного крыла одноименного антиклиниория (Жариков, 1974; Дистанов и др., 1975). В той же рудоносной структуре локализованы золотоносные кварцевые жилы малосульфидной формации (Васильевское месторождение, жила Герфед и др.). Одни исследователи полагают, что золотое и сурьмяное оруденение сформировалось в результате единого многоступенчатого процесса (Ли и др., 1971), другие рассматривают их как независимые, а образование комплексных золото-сурьмяных руд Удерейского и Раздольнинского месторождений объясняют процессами наложения сурьмяной минерализации на ранее сформированные золото-кварцевые жилы в рамках одних и тех же рудоносных структур (Петровская, 1956; Дистанов и др., 1975).

На Удерейском месторождении сурьмяное оруденение локализуется в кварцевых жилах и прожилках, зонах дробления и сопровождается окварцеванием, слабой серicitизацией и сульфидизацией вмещающих пород. Рудоносная зона, фиксируемая многочисленными кварцевыми жилами и прожилками, катаклазом и милонитизацией пород, прослеживается более чем на 3,5 км. Минеральный состав руд весьма разнообразен. Главные минералы — антимонит, бертьерит и кварц; среди рудных отмечаются также пирит, арсенопирит, редко — сфалерит, халькопирит, блеклая руда, халькостигбит, бурнонит, джемсонит, золото, а среди нерудных — сидерит, флюорит, гидрослюдя.

Раздольнинское месторождение в основных чертах сходно с Удерейским.

Ртутная минерализация на Енисейском кряже установлена в связи с двумя региональными разломами: Чернореченским на западе и Тангульским на востоке.

Чернореченский надвиг представляет собой одну из ветвей Енисейского краевого разлома — долгоживущей структуры глубокого

заложения, сопровождающейся развитием пород оphiолитового комплекса и телами гипербазитов. Ртутное оруденение вскрыто здесь в бассейне р. Черной и на участке кл. Детального. Лучше изучено Чернореченское рудопроявление, поэтому для характеристики ртутной минерализации района мы приведем некоторые данные по этому рудопроявлению. Оруденение здесь приурочено к зоне надвига пород Кергетейской свиты (верхний протерозой), представленных толщей углисто-глинистых сланцев и известняков, на пестроцветную толщу нижнего кембрия. Рудные тела расположены в висячем крыле надвига и представлены метасоматическими кварцитами и окварцованными известняками с вкрапленностью, прожилками, реже гнездовыми скоплениями киновари. На участке кл. Детального киноварная минерализация установлена в зоне дробления на контакте известняков и сланцев в пределах собственно кергетейской свиты.

В зоне Танаульского регионального разлома, ограничивающего Ангаро-Питский синклиниорий и представляющего собой крутой взброс, расположено несколько ртутных проявлений, в том числе Мутовское, приуроченное к узлу сопряжения Танаульского разлома субмеридионального простирания с субширотной Ангарской зоной разломов. Ртутная минерализация локализуется в зоне крутопадающего надвига, висячее крыло которого сложено песчано-глинистыми породами погорской свиты, а лежачее — известняками и доломитами потоскойской свиты (верхний протерозой); в последних обычно и наблюдается киноварь в виде тонкой вкрапленности.

Приведем некоторые сведения о геологическом строении региона. Татарский антиклиниорий является структурой байкалид и во времени сурьянского рудообразования уже существовал как оформленная структура. Центральная и западная его части сложены образованиями нижнего протерозоя: двуслюдянными сланцами, мраморизованными известняками, кварцево-карбонатными сланцами. Восточная часть, в пределах которой расположены рассматриваемые золото-сурьяные и золотые месторождения, представляет собой поднятие, сложенное более молодыми образованиями — сухопитской серией верхнего протерозоя. Эта серия, включающая как составную часть рудовмещающую удерейскую свиту, представлена филлитизированными алеврито-глинистыми сланцами с прослойями песчаников и туфогенных пород, а в нижней части кварцево-слюдисто-хлоритовыми и амфиболовыми сланцами. Общая мощность сухопитской серии пород около 3 км.

К западу и востоку от Татарского антиклиниория расположены Большепитский и Ангаро-Питский синклиниории, сложенные еще более молодыми сериями верхнего протерозоя и частично палеозоем (см. рис. 2). Протерозойские серии так же, как и в Татарском антиклиниории, представлены в основном алеврито-глинистыми сланцами, но здесь уже значительно большую роль играют карбонатные породы и особенно доломиты. В восточном крыле Большепитского синклиниория локализованы Горевское свинцовое и Линейное колчеданно-полиметаллическое месторождения, а по зонам глубинных разломов, ограничивающих эти синклиниории, расположены рассматриваемые ртутные проявления — Мутовское и кл. Детальный.

Следует особо отметить, что на территории Енисейского кряжа были широко распространены нижнекембрийские отложения, в том числе и карбонатно-эвапоритовая формация (Семихатов, 1959, 1963; Жарков и др., 1974), которые впоследствии в значительной степени были денудированы и сохранились лишь в синклиниориях и грабенах. В частности, по данным М. А. Жаркова, такие отложения известны в западной части Енисейского кряжа в Чернореченском прогибе (лебяжинская свита Ст₁). Сюда здесь не сохранились, они вымыты, и на их месте образовались известняковые брекчи; гипсы и ангидриты присутствуют. Раз-

рез этой свиты по литологии и фауне аналогичен разрезу Ст₁, Тасеевской впадины, расположенной к востоку от Енисейского кряжа. В восточных районах Енисейского кряжа также сохранились соленосные отложения — иркининская, клименская и агалевская свиты Ст₁, полный их разрез наблюдается в Тасеевской впадине.

Эти отложения могли быть при благоприятных условиях потенциальным источником сульфидной серы рудных месторождений. В этой связи приведем некоторые данные о возрасте оруденения Енисейского кряжа. Обобщающие материалы такого рода приведены А. Д. Ножкиным (1973), который выделяет три крупные послепротерозойские эпохи тектоно-магматической активизации в Енисейском кряже, сопровождавшиеся глыбовыми движениями консолидированных байкалид по глубинным разломам, проявлением специфического магматизма, гидротермального метаморфизма и оруденения, а также радиологическим омоложением пород докембра. Для нас представляет интерес первая и третья эпохи активизации. Первая приходится на границу нижнего и верхнего кембра. Радиологический возраст омоложения отвечает периоду в 560—480 млн. лет; этот временной интервал встречается чаще других, что находится в соответствии с наиболее интенсивным процессом гидротермального метаморфизма пород в связи с нижнепалеозойской тектоно-магматической активизацией. С этой эпохой (по А. Д. Ножкину) связано формирование ряда сульфидных месторождений: золото-сульфидных, свинцово-цинковых и др. Третья эпоха приходится на границу палеозоя и мезозоя, она отвечает периоду омоложения докембрейских пород в 280—220 млн. лет. С более поздними периодами этой активизации А. Д. Ножкин связывает ртутное оруденение.

Собственно геологические материалы, свидетельствующие о возрасте того или иного оруденения, весьма неоднозначны. Более определенно обстоит дело с ртутным оруденением, которое рассматривается в связи с пермо-триасовой эпохой тектоно-магматической активизации, поскольку оно ассоциирует с проявлениями близкого по возрасту подкорового базальтоидного и щелочного ультраосновного магматизма (Кузнецова, Оболенский, 1976). Сложнее интерпретируются данные по сурьяльному оруденению. Геологические данные говорят лишь о том, что оруденение образовалось после складчатости и регионального метаморфизма алеврито-глинистых отложений удерейской свиты верхнего протерозоя. Данные, полученные по абсолютному возрасту гидрослюды из оклорудных измененных пород К—Аг методом, показывают 605 ± 30 млн. лет (Дистанов и др., 1975), что может отвечать либо позднему докембрию (если принять ошибку +30 млн. лет), либо эпохе нижнепалеозойской тектоно-магматической активизации, по А. Д. Ножкину (если принять ошибку в —30 млн. лет).

Еще более сложно решается вопрос о колчеданно-полиметаллическом оруденении (Горевское, Линейное месторождения). Если принять точку зрения их гидротермально-осадочного происхождения, то возраст оруденения будет соответствовать возрасту вмещающих свит верхнего протерозоя. Если рассматривать их как более поздние, гидротермальные образования, то и в этом случае представления о возрасте неоднозначны. Так, для Горевского месторождения В. С. Груздев (1968) обосновывает позднепротерозойский возраст оруденения и связь с трапповым магматизмом. В числе доказательств приводятся и данные абсолютного возраста по изотопному составу свинцов, большинство из которых соответствует верхнему рифею. В. И. Выдрин, принимая в расчет цифры в 500 млн. лет за истинные, предполагает, что оруденение значительно более молодое, а значения, отвечающие верхнерифейским свинцам, обусловлены мобилизацией свинца из вмещающих верхнепротерозойских пород.

Восточно-Саянский ртутный пояс, расположенный на юго-западном обрамлении Сибирской платформы, входит в состав Алтае-Саянской ртутной провинции (Кузнецов и др., 1966; Щеглов, Парфенов, 1967; и др.). Он занимает четкое тектоническое положение, располагаясь на границе Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области. Все ртутные рудопроявления этого пояса приурочены к зонам глубинных разломов, которые образуют сложную систему как в пределах краевого поднятия фундамента платформы, так и в прилегающих структурах складчатой области. Основной структурный шов этой системы — Главный Саянский разлом является краевым разломом, ограничивающим структуры платформы.

В пределах собственно Главного Саянского разлома коренные рудопроявления ртути известны в его северо-западной части. Одно из рассматриваемых рудопроявлений — Сенжульское — расположено в отложениях Pr_2 —Ст. Руды представлены вкрапленностью, реже — прожилковыми или мелкими гнездовыми скоплениями киновари.

Лучше других изучены месторождения и рудопроявления, расположенные в Ийско-Урикском грабене, образовавшемся в связи с Точерским разломом. Последний относится к системе разломов приподнятой части фундамента Сибирской платформы, сопряженных с Главным Саянским разломом. В пределах Ийско-Урикского грабена находятся Горхонское месторождение и Ингашинское рудопроявление ртути, относящиеся к ртутной формации. Нижняя возрастная граница формирования этого оруденения оценивается как поздний палеозой, возможно мезозой (Кандер, 1969).

Горхонское месторождение залегает в доломитах верхнего протерозоя. Рудная зона приурочена к зоне дробления, проходящей по контакту этих доломитов и перекрывающих их конгломерато-брекчий и гравеллитов. Руды представлены метасоматическими микрокварцитами, развитыми по доломитам, с вкрапленностью и гнездами киновари, пирита и халькопирита; в ассоциации с киноварью отмечаются онофрит и тиманит. Ингашинское рудопроявление локализуется в породах пестроцветной толщи верхнего протерозоя и представляет собой минерализованную кварцевую жилу. Рудная минерализация наблюдается в виде редкой мелкой вкрапленности киновари и в виде ее пленок по плоскостям трещин.

В пределах зоны разломов, контролирующей размещение Горхонского месторождения и Ингашинского рудопроявления, известны массивы щелочных ультраосновных пород с карбонатитами, которые иногда сопровождаются наложенной, более поздней ртутьсодержащей минерализацией (Зиминские проявления) (Знамировский, 1966; Кандер, 1969).

Байкальский ртутный пояс расположен в юго-восточном обрамлении Сибирской платформы. В его пределах выделяются Байкало-Верхне-Ангарская рудная зона с Огнейским рудопроявлением и Баргузино-Муйская зона с Келянским месторождением (Игнатович, Кандер, 1968). Ртутное оруденение контролируется разрывными структурами. Оно относится к ртутной рудной формации; наиболее изученное Келянское месторождение и Огнейское рудопроявление принадлежат к джаспероидному (кварцево-флюорит-киноварному) минеральному типу.

Келянское месторождение находится в зоне Келяно-Мамаканского надвига, по которому метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы нижнего протерозоя надвинуты на доломиты нижнего кембрия. Основными рудовмещающими структурами являются согласные зоны дробления в доломитах, в которых локализуются богатые прожилковые и гнездовые руды. Из рудных минералов постоянно присутствуют киноварь и пирит, встречаются антимонит и, очень редко, другие сульфиды.

Среди жильных минералов преобладает кварц, отмечается доломит, кальцит, флюорит, калиевая гидрослюдя, барит.

Возраст ртутного оруденения Келянского месторождения, как и всего Байкальского пояса, рассматривается как кайнозойский на основании взаимоотношения рудоконтролирующего Келяно-Мамаканского надвига с молодыми разломами (Кандер, 1969), а судя по определениям абсолютного возраста дорудных даек (330—290 млн. лет) и гидрослюд, сопровождающих ртутную минерализацию (240—250 млн. лет, по Бергеру и Муриной, 1972), он может быть оценен как позднегерцинский, пермский. Эти данные позволяют предполагать либо существование двух разновозрастных типов ртутного оруденения в Прибайкалье, либо допустить частичную регенерацию его в четвертичное время в связи с развитием Байкальского рифта.

Юг Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр). Сибирская платформа относится, по схеме В. И. Смирнова (1963), к группе активизированных платформ, в фундаменте которых развиты глубинные разломы, по которым внедрялись магмы разного состава и формировались эндогенные месторождения. Изучению скрытых разломов фундамента Сибирской платформы, проявлению их в складчатом чехле и их рудоконтролирующему значению посвящена серия работ (Глубинные разломы..., 1971; и др.).

На юге Сибирской платформы за последнее десятилетие обнаружено большое число проявлений ртутной минерализации. Они описаны в работах В. Н. Знамировского (1963, 1966; Вахромеев и др., 1970), Л. Г. Страхова (1968), И. И. Щеглова, Л. М. Парфенова (1967), В. М. Кандера, А. А. Оболенского (1968) и др. Основная часть этих проявлений представляет собой шлиховые знаки киновари и литогеохимические ореолы рассеяния ртути — первичные и вторичные. Наиболее интересны проявления киновари в коренном залегании; Заларинские — вкрапленность киновари и пирита в кембрийских карбонатных отложениях, Ангарские — киноварь в протолочных пробах терригенных и карбонатных пород ордовика и силура, Ангаро-Катский и Ангаро-Илимский железорудные районы, где вкрапленность и примазки киновари накладываются на тела траппов и связанные с ними зоны скарнирования и магнетитовых руд. Наиболее изучен в отношении ртутоносности Ангаро-Катский район благодаря работам В. К. Шаталова, Л. Г. Страхова (1968), Б. З. Литвина, Л. П. Тигунова и др.

Кратко остановимся на описании разреза осадочного чехла юга Сибирской платформы. Схематично он изображен на рис. 1, Б, где показано внутреннее поле Иркутского амфитеатра и его юго-западное восточное складчатые обрамления. Описание и разрез на рис. 1, Б приводятся по материалам глубокого бурения и геологосъемочных работ

Разрез осадочного чехла платформы начинается мощными терригенными отложениями верхнего рифея, венда и нижнего кембра — ушаковской и мотской свит. В средней части мотской свиты терригенные породы сменяются карбонатными, в нижней — выделяется парфеновский нефтегазоносный горизонт, сложенный преимущественно кварцевыми песчаниками с прослоями черных аргиллитов, алевролитов и доломитов, иногда с вкрапленностью ангидрита. Выше мотской свиты залегает мощная толща отложений эвапоритовой формации нижнего и среднего кембра. В разрезе выделяются усольская, бельская, буяланская ангарская и литвинцевская свиты примерно одинакового литологического состава: переслаивание доломитов, ангидрито-доломитов, глинистых доломитов, известняков и каменной соли. Особенно высокая соленость свойственна усольской свите. Гипс и ангидрит более развит в средних и верхних частях эвапоритовой толщи. В низах усольской свиты известен осинский нефтегазоносный горизонт, сложенный тонкими

зернистыми битуминозными доломитами и известняками. По всему разрезу соленосной толщи отмечаются участки, обогащенные органическим веществом с вкрапленностью пирита. Завершается разрез кембрийских отложений верхоленской свитой (Cm_3), сложенной песчаниками, алевролитами, мергелями и доломитами без соленосных фаций.

Отложения всех трех отделов ордовика имеют преимущественно терригенный состав: аргиллиты, алевролиты, с подчиненными прослойями песчаников, глинистых и водорослевых доломитов. Юрские отложения, представленные песчано-галечными породами, имеют небольшую мощность и распространены далеко неповсеместно.

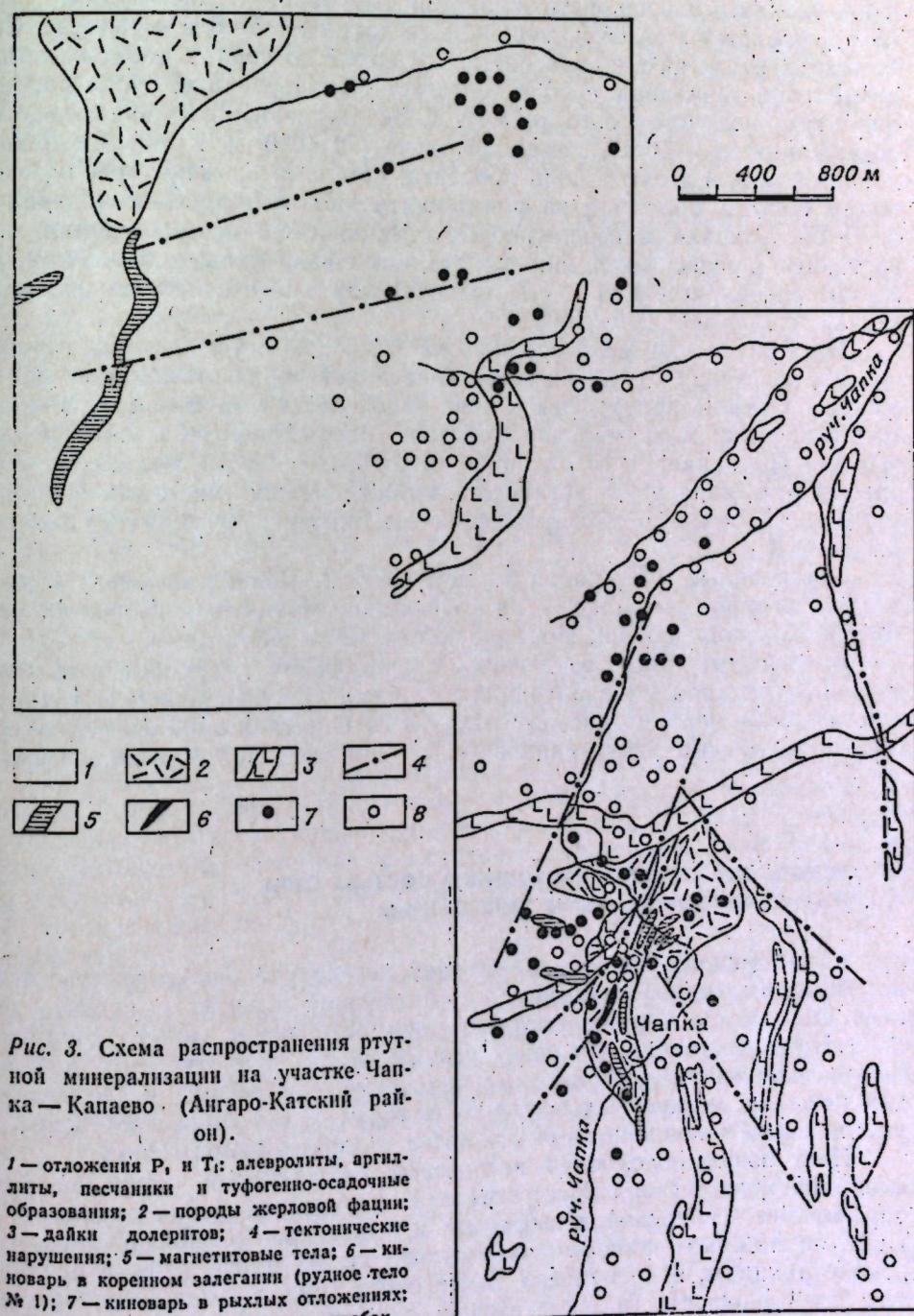
Магматические породы — траппы встречаются во всех отложениях осадочного чехла платформы, в том числе и в триасовых туфах вблизи вулканических построек (на разрезе рис. 1 эти туфы не показаны). Они слагают согласные и пологосекущие силлы, реже дайки и куполообразные тела. Мощность трапповых тел достигает 200 м и более. Возраст считается мезозойским, хотя, по-видимому, есть и более древние.

Подытоживая данные по нефтегазонности и гипсонасности осадочного чехла Иркутского амфитеатра, необходимо отметить следующее. Нефтегазопроявления приурочены в основном к вышеописанным парфеновскому и осиновскому горизонтам (здесь сосредоточены все известные промышленные месторождения: Марковское, Ярактинское и др.), но они встречаются и в других частях разреза, особенно в кембрийских отложениях. Загипсованность пород по разрезу неравномерна. Наиболее благоприятными эпохами для осаждения гипса и ангидрита были усольское, бельское, буйское и ангарское время, когда происходило массовое осаждение этих минералов, вплоть до промышленной их концентрации. В мотской и литвинцевской свитах прослои гипса и ангидрита встречаются редко, а в верхнеленской свите они известны только в центральной части Иркутского амфитеатра, в частности в пределах Нерюндийского железорудного месторождения (Ангаро-Катский район). Образующиеся за счет растворения эвапоритов рассолы вскрыты многими скважинами (в том числе и из числа показанных на рис. 1) как в парфеновском и осинском горизонтах, так и в других частях разреза — в верхах мотской свиты, в бельской свите и т. д. Общая минерализация их — от 300 до 542 г/л, тип рассолов преимущественно хлоридно-кальциевый, иногда хлоридно-натриевый.

Изученный нами наиболее детально Ангаро-Катский железорудный район* расположен в юго-западной части Ангаро-Вилуйской синеклизы, в области развития гравитационных максимумов, связанных с зоной глубинных разломов кристаллического фундамента. Эта зона рассматривается как крупнейший внутриплатформенный тектонический шов; его строение и история развития описаны в работе В. Г. Домышева (1971). Начало его активизации связывается с поздним девоном — ранним карбоном, развитие продолжалось до ранней юры включительно, с максимальным проявлением траппового вулканизма и магматизма в поздней перми и раннем триасе. Собственно Ангаро-Катский район находится в зоне влияния регионального субмеридиального Катского разлома. По данным геофизических работ выделяется целая серия разломов более высоких порядков и структуры типа вулканических жерл, условно называемых «трубками взрыва». К последним и приурочены железорудные месторождения (наиболее крупные — Нерюндийское и Капаевское). К юго-востоку от Капаевского расположено Чапкинское месторождение, в пределах которого известна коренная ртутная ми-

нерализация. Чапкинское и Капаевское месторождения весьма детально изучались в отношении рудоносности.

Площадь участка Чапка — Капаево сложена алевролитами — аргиллитами и песчаниками бургуклинской свиты (P_1), которые перекрыты туфогенно-осадочными образованиями корвунчанской свиты (T_1); кроме того, здесь развиты пластовые тела и дайки долеритов и туфобрекции жерловой фации (рис. 3). Последние выполняют эруптивные каналы и трещины, интенсивно скарнированы и несут гидротермальное магнетитовое оруденение. Весьма подчиненное развитие имеет сульфидная минерализация, представленная преимущественно пиритом, реже халь-



* Мы остановимся на описании этого района несколько подробнее, поскольку здесь встречен необычный тип ртутного оруденения и аналоги такой минерализации неизвестны.

копиритом, сфалеритом, галенитом. Она, по-видимому, наложена на магнетитовое оруденение. Еще более поздними образованиями являются кальцит-кварцевые жилы. Эти жилы секут все перечисленные выше образования: туфы, долериты, скарны, магнетитовые тела. Положение ртутной минерализации по отношению к этим жилам не совсем ясно: являются ли эти образования синхронными или обособленными во времени. На Чапкинском месторождении она накладывается на скарнированные, кальцитизированные, хлоритизированные и окварцованные туфобрекции жерловой фации с магнетитовым оруденением. Ртутная минерализация приурочена к кругопадающей тектонической зоне и представлена тонкими (в доли сантиметра) лестничными прожилками и примазками порошковато-землистой киновари. Зона (рудное тело № 1) прослежена на 65 м, мощность ее достигает 5—6 м в раздуве. Содержания ртути низкие, колеблются от сотых до первых десятых долей процента, в единичных пробах достигает 1%. Первичный ореол рассеяния ртути вокруг рудного тела № 1, оконтуренный по минимальному содержанию в $n \cdot 10^{-4}\%$, имеет размеры 170×290 м и максимальные концентрации в десятые доли процента; истинные размеры ореола, очевидно, больше, поскольку за фон приняты явно аномальные значения в $n \cdot 10^{-5}\%$. Ртутная минерализация на Чапкинском месторождении, по-видимому, развита более широко, так как общая площадь литохимических ореолов рассеяния ртути, включающая многочисленные изолированные, составляет 900×1600 м.

На Капаевском железорудном месторождении установлены только ореолы рассеяния ртути; видимой киноварной минерализации не обнаружено. Ореолы приурочены к зоне эндоконтакта эруптивного канала трубки взрыва; максимальное известное содержание ртути в первичных ореолах составляет $1 \cdot 10^{-3}\%$, а во вторичных — $1,5 \cdot 10^{-4}\%$. Первичные ореолы рассеяния ртути установлены также между участками Чапкинского и Капаевского месторождений — в районе руч. Промежуточного (см. рис. 3).

Повышенные содержания ртути в породах и знаки киновари в русловом аллювии отмечались и на других железорудных месторождениях Ангаро-Катского района: Пономаревском, Спутнике и др.

Возраст ртутного оруденения, по-видимому, верхнемезозойский, поскольку ртутная минерализация наложена на туфобрекции и траппы, прорывающие нижнетриасовые отложения корвинчанской свиты, а абсолютный возраст этих траппов — 135—140 млн. лет (граница юры и мела).

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ И ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЭТИХ ДАННЫХ

К настоящему времени в мировой литературе опубликованы многие тысячи измерений изотопного состава серы, и число их продолжает неуклонно расти. Однако научная значимость новых данных сокращается. Представляется, что единственный способ предотвратить девальвацию значимости изотопных исследований — проводить исследования для решения конкретных вопросов, которые могут быть поставлены с учетом всего накопленного опыта работ в данном направлении.

Наш выбор обусловлен интересной геологической позицией рассматриваемого региона. Месторождения и рудопроявления находятся в обрамлении Сибирской платформы и в пределах самой платформы. Наличие мощных эвaporитовых отложений на платформе, а судя по реконструкциям, и в пределах Енисейского кряжа, а также значительная битуминозность (и нефтегазоносность) пород предполагают генера-

цию здесь сероводорода, который мог участвовать в процессах рудообразования.

Прежде чем рассматривать полученные нами результаты, остановимся на некоторых основных положениях геохимии изотопов серы, важных для последующей интерпретации полученных данных.

Основные положения

Распространенность серы в десятки, сотни и тысячи раз выше распространенности основных полезных халькофильных элементов; сероводородные воды и газы проявлены очень широко. В составе руд должна фиксироваться в первую очередь та сульфидная сера, которая возникает и существует часто и в больших количествах, т. е. должны существовать долговременно действующие генераторы сульфидной серы, и именно они определяют судьбу халькофильных элементов. Редкие источники только в исключительных случаях могут привести к формированию сульфидных руд.

К таким генераторам могут быть отнесены подкоровые очаги сульфидной серы (ювелирная сера). Но если исходить из гипотезы конвекции мантии с поглощением ею корового вещества, то всякие критерии различия коровой и мантийной серы, в том числе и изотопные, исчезают. Если предполагать генерацию серы начальным веществом мантии (ювелирная сера), то и в этом случае всегда возможны последующее загрязнение коровой серой и исчезновение признаков ювелирности. Казалось бы, единственный критерий ювелирности серы — ее изотопный состав. Сейчас есть все основания считать, что средний состав серы Земли в момент ее образования был равен метеоритному. Отношение S^{32}/S^{34} в сере метеоритного троилита составляет 22,22*. Нельзя представить себе процессы, которые могли бы привести в условиях мантии Земли к смещению исходного изотопного состава серы. Поэтому любые существенные отклонения изотопного состава серы от метеоритного могут интерпретироваться как признак ее корового происхождения. Но и в условиях земной коры часто генерируется сера с однородным изотопным составом, близким метеоритному. Отсюда изотопный состав серы, даже в случае равенства его метеоритному, принципиально не может служить критерием ювелирности серы.

Часто говорят о «магматическом» источнике серы, не расшифровывая, каков ее источник в магматическом расплаве. Изотопный состав серы сульфидов (пирита), рассеянных в различных магматических породах, нередко значительно отличается от среднего для Земли, что определенно говорит о коровом происхождении. В случае его равенства составу серы метеоритов, ответить на вопрос об источнике серы невозможно.

Таким образом, нет способов однозначно доказать мантийный (ювелирный) источник серы в составе рудных месторождений. Но есть возможность объективно говорить в ряде случаев о коровом ее происхождении, поскольку изотопный состав серы осадочной оболочки Земли характеризуется иногда специфическими особенностями, которые могут быть обнаружены в составе серы сульфидных руд.

* При обсуждении изотопных анализов это значение принимается за нулевую точку отсчета, и результаты изотопных измерений выражаются в величинах $\delta S^{34}/\text{oo}$. Эта величина показывает, на сколько промилле концентрация тяжелого изотопа S^{34} в образце больше (значения δS^{34} положительны, образец утяжелен) или меньше (значения δS^{34} отрицательны, образец облегчен) по сравнению с серой метеоритного троилита.

Употребляя термин «коровья» сера, мы имеем в виду ту ее часть, которая связана с процессом образования осадков и их последующего изменения. В осадочном процессе происходит разделение серы на два класса соединений. С одной стороны, это сульфиды (марказит, пирит), которые образуются в осадках, обогащенных органическим веществом, с другой — сульфаты, которые накапливаются в эвапоритовых толщах в виде сплошных горизонтов гипсов и ангидритов либо в виде примеси в карбонатах и галоидах.

Сульфатная и сульфидная сера в осадочном процессе резко различается по изотопному составу. Осадочные диагенетические сульфиды в осадках возникают при бактериальной сульфатредукции. Скорость восстановления сульфата с легким изотопом серы ($^{32}\text{SO}_4^{2-}$) выше, чем с тяжелым ($^{34}\text{SO}_4^{2-}$). В результате сульфиды обогащаются легким изотопом серы, а в сульфатном остатке накапливается избыток тяжелого изотопа. Судя по изотопному составу серы в современных илах (Виноградов и др., 1962; Kaplan et al., 1963; Hartman, Nielsen, 1969), сера осадочно-диагенетических сульфатов характеризуется обычно значениями δS^{34} от -10 до $-30\text{\textperthousand}$, хотя возможны и исключения. Сера океанического сульфата, наоборот, на $20\text{\textperthousand}$ обогащена тяжелым изотопом, причем это утяжеление серы в океаническом сульфате выдерживается примерно на одном и том же уровне начиная с архея (Виноградов, 1973а, б). Соответственно, сульфаты эвапоритов также утяжелены по изотопному составу серы в среднем на $20\text{\textperthousand}$.

Таким образом, в случае мобилизации в рудный процесс серы осадочно-диагенетических сульфидов возникли бы гидротермальные сульфаты с легким изотопным составом. Но диагенетические сульфиды обычно рассеяны в породах, не образуют крупных скоплений, и мобилизация их рудными растворами затруднена.

Мобилизация сульфатной серы приведет к образованию гидротермальных сульфатов с тяжелым изотопным составом. Образование в этом случае сульфидов предполагает предварительное восстановление осадочных сульфатов, причем процесс восстановления сульфатов эвапоритов обязательно проходит через стадию их растворения. Следует указать, что мысль о сульфатном источнике сульфидной серы рудных месторождений была четко сформулирована уже на заре развития изотопных исследований (Kulp et al., 1956), но признание ее шло очень медленно и не закончилось до сих пор.

Сероводород, который образуется при восстановлении сульфатов в сформировавшихся горных породах, будем называть в дальнейшем для краткости условным термином «эпигенетический». Необходимо отметить, что почти невозможно найти разрез осадочных пород, где в настоящее время или ранее не содержались бы сероводородные газы и воды. В настоящее время распространенность сероводородных газов практически совпадает с площадями осадочного чехла планеты (Щербаков и др., 1974). Они связаны в основном с горизонтами напорных вод, и влияние их может выходить далеко за пределы современных границ осадочного чехла и распространяться на складчатые зоны и кристаллическое основание в обрамлении впадин. Ранее приводились примеры возможного влияния напорных вод на формирование ртутных родопроявлений в Кугитанге, по обрамлению Ферганской депрессии (Виноградов, 1973б; Озерова и др., 1967) и Колымского срединного массива (Виноградов и др., 1972).

Изотопный состав «эпигенетического» сероводорода может быть самым различным. Основная причина различий лежит в динамике сульфатредукции. Ниже мы рассмотрим ее на примере нескольких умозрительных моделей. При сопоставлении той или иной модели с природными процессами следует учитывать не собственно скорость вос-

становления сульфатов, а соотношение ее со скоростью их растворения. Поэтому соответствие реального процесса одной из рассматриваемых моделей определяется целым рядом параметров, таких как скорость движения подземных вод, степень трещиноватости и проницаемости сульфатных пород, химический состав вод, количество и качество участвующего в процессе органического вещества, и многих других, самостоятельный учет которых труден или невозможен. Однако реальная динамика установившегося процесса восстановления отражается непосредственно в изотопном составе сульфидной серы и в составе серы невосстановленных сульфатов.

Модель 1. Имеем тело сульфатов, омыываемое первоначально бессульфатным раствором, содержащим восстановители сульфатов (например, органическое вещество). Скорость восстановления очень велика, так что весь растворяющий сульфат восстанавливается. Очевидно, изотопный состав образующегося сероводорода будет в точности равен составу серы исходного сульфата: примерно $+10 \div +20\text{\textperthousand}$.

Модель 2. Те же исходные условия, но скорость восстановления очень низка, так что восстанавливается лишь небольшая часть растворяющегося сульфата. Такое восстановление сопровождается изотопным эффектом. Возникающий сероводород может характеризоваться различными значениями δS^{34} — в зависимости от ряда конкретных условий (примерно в интервале $-10 \div 0\text{\textperthousand}$). Поскольку восстановление идет медленно, остающийся в растворе сульфат будет находиться в подвижном равновесии с твердым сульфатом. Вследствие большого запаса последнего, суммарный эффект его утяжеления будет незначительным, и в течение долгого времени будет генерироваться сероводород с однородным изотопным составом серы.

Модель 3. Те же исходные условия, но скорость восстановления промежуточная между случаями 1 и 2. Восстановление идет с изотопным эффектом, и возникающий сероводород облегчается до уровня модели 2. Поскольку восстанавливается значительная часть растворяющегося сульфата, сульфатный остаток постепенно утяжеляется. Степень утяжеления компенсируется обменом растворенного и твердого сульфата, т. е. запас гипсо-ангидритов является своеобразным буфером, но при этом все же происходит утяжеление всей массы сульфатных пород, как следствие, постепенное утяжеление во времени серы образующегося сероводорода.

Все три рассмотренные модели относятся к условиям пластовой циркуляции вод в горизонтах, обогащенных сульфатами эвапоритов. Благодаря тому, что процесс сульфатредукции в таких условиях идет в протяженных зонах и захватывает большие массы пород, происходит статистическое усреднение результатов многочисленных единичных актов сульфатредукции, и изотопный состав возникающей сульфидной серы усредняется в больших ее массах. Это усреднение происходит еще более полно в газовых сероводородных залежах.

Наглядными примерами природного эпигенетического сероводорода, образование которого может быть описано в рамках рассмотренных моделей, являются сероводородные газо-нефтяные месторождения. Даные по изотопному составу серы в некоторых из них сведены в табл. 1. Напомним, что запасы сероводорода во многих газовых месторождениях столь велики, что служат или могут служить источником промышленного извлечения из них серы; таковы газовые месторождения Каланды (Соколов, 1974), Оренбургское и ряд месторождений Амударьинского нефтегазоносного бассейна.

Как видно из табл. 1, по-видимому, наиболее часто, особенно в случаях больших накоплений сероводородных газов, реализуются условия, близкие к теоретическим моделям 1 и 3. В этих случаях говорят о

Таблица 1
Изотопный состав серы H_2S в газах некоторых нефтегазоносных провинций

Провинции и месторождения	Число проб	δS^{34} , ‰		
		от	до	среднее
Советский Союз				
Волго-Уральская область (1):				
северо-восточные районы	20	-10	-5	
юго-восточные районы		-4	-1	-0,6
западные районы (Самарская Лука) . . .		+2	+9	
Оренбургское газовое месторождение (2) .	11	+0,3	+6,4	+3,5
Западно-Туркменская впадина (2), Гаурдак .	4	+6,0	+12,8	+6,8
То же, Челекен	8	+10,5	+14,7	+12,2
Амударьинская область (2) (Газли, Аккум, Хаузак, Уртабулак, Культак)	6	+13,4	+18,2	+15,5
Таджикская депрессия (3)	5	-4,1	+1,0	-1,6
Западная Канада (4)	12	+12,2	+15,5	
США, Вайоминг. (5)	20	+0,2	+14,7	+9,0

Примечание. По данным: 1 — Н. А. Еременко, Р. Г. Панкиной (1962); Р. Г. Панкиной, В. Л. Мехтиевой (1964); 2 — В. М. Белого, В. И. Виноградова (1972); 3 — Р. Г. Панкиной, В. Л. Мехтиевой, М. Н. Чурманцевой (1968); 4 — H. Thode, J. Monster, H. Dunford (1958); A. Наггизон, H. Thode (1958); 5 — U. Vredenburg, E. Cheney (1971).

восстановлении в условиях ограниченного* запаса сульфатов. Для таких условий характерно общее утяжеление изотопного состава сульфидной серы, причем степень утяжеления серы в сероводородных газах (примерно $+10 \div +15\%$) отмечается на разных континентах на огромных площадях (Западно-Туркменская и Амударьинская провинции, Западная Канада, Вайоминг в США).

Третья рассмотренными моделями не ограничиваются все возможные случаи эпигенетического образования сероводорода. Иные закономерности изотопного состава серы возникают в случае реализации моделей 4 и 5.

Модель 4. Восстановление сульфатов имеет «пятнистый» характер, что обусловлено неравномерным распределением включений сульфатов в породе или жидких битумов, за счет окисления которых происходит восстановление сульфатов. Так как на каждом участке в этих случаях восстановление может идти по-разному, возникает чрезвычайно пестрая картина в распределении изотопов сульфидной и сульфатной серы. Соответствующей природной моделью оказываются кэпроки соляных куполов или иные локальные очаги разгрузки нефтяных вод в пределах развития соленосных формаций. Так, например, в районе ртутногорудопроявления в Донбассе, связанного с Адамовским соляным штоком, изотопный состав сульфидной и самородной серы колеблется от $+8$ до $+22$, а сульфатов — от $+9$ до $+34\%$; изотопный состав серы исходных пермских сульфатов близок к $+9\%$ (Озёрова и др., 1973). Другой пример — Гаурдакское серное месторождение в восточной Туркмении (Виноградов, 1973а).

Модель 5 аналогична предыдущей, но восстановление происходит вблизи земной поверхности, в зоне локального влияния атмосферного кислорода. Поэтому на отдельных участках возможно окисление сульфидной серы и повторное (или циклическое) восстановление. В результате изотопные эффекты умножаются, и общий разброс изотопных

отношений возрастает в основном за счет появления отрицательных значений δS^{34} . Типичным природным примером действия этой модели является зона разгрузки трускавецких минеральных вод. Изотопный состав серы H_2S , самородной серы, образующейся здесь за счет окисления H_2S и гипсов находится соответственно в пределах $-32 \div -14$; $-34 \div +14$ и $+16 \div +32\%$. Среди ртутных объектов подобное явление наблюдалось на ртутно-сурьмяном месторождении Джизикрут (Средняя Азия), где изотопный состав серы сульфидов — кицовари и антимонита — чрезвычайно облегчен: $-28,9 \div -8,3\%$, а в баритах равен $+9,6 \div +14,5\%$. В современных Двухъюрточных источниках на Камчатке такое облегчение достигает -41% в ртутном пирите, а в сульфате вод составляет $+12\%$.

Мы рассмотрели некоторые положения столь подробно, чтобы показать специфику условий формирования эпигенетического сероводорода и его изотопного состава. Именно эти специфические особенности наблюдаются в изотопном составе серы кембрийских эвaporитов Сибирской платформы и серы сульфидных руд как в пределах самой платформы, так и в ее складчатом обрамлении.

Изотопный состав серы кембрийских эвапоритов Иркутского амфитеатра и других районов Сибирской платформы

Данные по этим районам сведены в табл. 2. Наиболее детально изучен состав серы в Канско-Тасеевской впадине юго-западной части Сибирской платформы (см. рис. 2), по скважинам Звярская и Илгинская, вскрывшим различные горизонты соленосных пород Ст₁ (даные В. И. Виноградова и А. М. Пустыльникова). Материал для изучения специально подбирался по интервалам, в которых породы не имели видимых признаков эпигенетических изменений. Тем не менее интервал значений δS^{34} довольно велик (см. табл. 2 и рис. 4). Это указывает, что во внешнем облике породы не всегда фиксируются следы глубокой эпигенетической переработки. На гистограмме рис. 4 выше

Таблица 2
Изотопный состав серы в породах некоторых районов Сибирской платформы

Место взятия	Характеристика образцов	Число образцов	δS^{34} , ‰	
			от	до
Якутия Карбонатные породы Ст ₁	Гипс, целестин и барит	5	+27	+49
	Пирит и самородная сера	4	+5	+44
Грунтовые воды Кимберлитовые трубки (1)	Сульфат	3	+27	+31
	Включения сульфатов — ангидрит, гипс, барит, целестин, таумастит	10	+16	+52
Иркутский амфитеатр Эвапоритовая толща Ст ₁ : Канско-Тасеевская впадина (2)	Включения сульфидов — пирит, галенит, сфалерит, пентландит, халькопирит	11	+4	+39
Ангаро-Катский район Города Усть-Кут и Иркутск (1)	Сульфатная сера из ангидритов, галитов и сильвинитов	37	+16	+32
	Гипсы и ангидриты	3	+26	+29,6
	Сульфат из рассолов Ст ₁	3	+26	+27

* Слово «ограниченный» имеет здесь чисто химический смысл и не связано непосредственно с оценкой общих количеств сульфатов в осадочных породах.

Примечание. По данным: 1 — В. М. Виноградова, И. П. Илушина (1972); 2 — В. И. Виноградова и А. М. Пустыльникова.

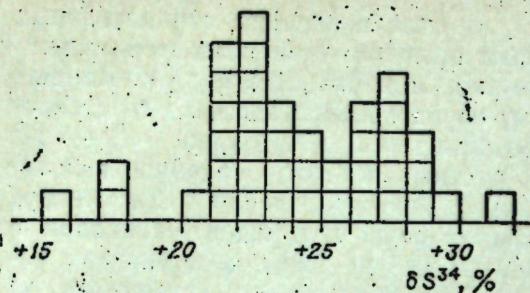


Рис. 4. Гистограмма изотопного состава серы в кембрийских эвапоритах юга Сибирской платформы (каждый квадратик соответствует одной пробе).

дов, отобранных из карбонатных пород грунтовым водам (нижнее течение рек Чара и Олекма) и рассолам, образовавшимся за счет растворения сульфатоносных пород кембрия, а часть — к материалу кимберлитовых трубок, содержащих ксенолиты осадочных, главным образом кембрийских пород. Из таблицы видно, что изотопный состав сульфидной и сульфатной серы колеблется в очень больших пределах, вплоть до значений, значительно перекрывающих возможный исходный состав серы кембрийских эвапоритов. Это означает, что породы были затронуты процессами весьма активной сульфатредукции. Условия восстановления сульфатов приближались к рассмотренным в моделях 3 и 4. Изотопный состав серы в пластовых рассольных водах, по-видимому, должен отвечать усредненному значению серы в породах водоносного горизонта. Учитывая общую эпигенетическую переработку сульфатных пород, исходный состав в них был, очевидно, ниже обнаруживаемого сейчас в рассолах (+26%).

Приведенные выше данные позволяют сделать два важных вывода:

1. Сульфатные породы соленосных толщ нижнего кембрия Сибирской платформы подвергались региональному глубокому эпигенетическому восстановлению. Огромная масса сульфатов была превращена в сероводород и удалена из разрезов. Соленосные толщи платформы служили активным генератором сероводорода на протяжении длительной геологической истории их существования.

2. Восстановление сульфатов приближалось к модели с их ограниченным запасом, что приводило к образованию сероводорода с утяжеленным изотопным составом серы.

Изотопный состав серы изученных месторождений

Полученные нами данные приведены в табл. 3. На рудопроявлениях киновари и ртутьсодержащих месторождениях иного состава, расположенных в пределах юга Сибирской платформы, изотопный состав сульфидной серы очень непостоянен и резко сдвинут в сторону обогащения тяжелым изотопом: в киновари +22,5, а в пирите +40‰ (см. табл. 3). Очевидно, сера сульфидов образовалась при восстановлении сульфатов эвапоритов кембрийских отложений в условиях так называемого ограниченного запаса сульфатов. Процессы восстановления здесь происходили и происходят при участии органического вещества, за счет окисления которых восстанавливается сульфат. Как отмечалось при описании разреза осадочных пород Иркутского амфи-

Таблица 3
Изотопный состав серы в минералах ртутных и рудных месторождений и проявлений южной части Сибирской платформы и ее обрамления

Рудные районы месторождений и рудопроявления	Минерал	Число образцов	δS^{34} , ‰		Среднее значение и стандартное отклонение
			от	до	
1	2	3	4	5	6
Южная часть Сибирской платформы					
Ангаро-Катский район:					
Чапкинское	Киноварь	4	+12,6	+22,5	$+23,2 \pm 3,6$
Капаевское	Пирит	8	+20,7	+35,4	
»	»	2	-6,2	-12,7	
Ангаро-Илимский район:					
Коршуновское	Пирит	2	+17,6	+26,9	
Удинское	»	2	+39,5	+39,6	
Заларинское	»	1	+33,4		
Восточно-Саянский ртутный пояс					
Горхонское	Киноварь	1	+26,7		
»	Киноварь и оно-	3	+3,4	+9,4	$+6,6 \pm 2,5$
Ингашинское	фрит.	1	+9,7		
Сенжульское	Киноварь	1	+4,6		
Зиминское	Пирит	1	+4,5		
Байкальский ртутный пояс*					
Келянское	Антимонит		-12,2	-0,9	
	Киноварь I		+0,3	+7,0	$+4,4$
	» II		+20,0		
Барит			+24,5		
Огнейское			+22,0	+27,0	
Енисейский кряж					
Ртутные рудопроявления:					
Мутовское	Киноварь	1	+17,0		
Кл. Детальный	»	1	+14,1		
Сурьмяные месторождения:					
Удерейское	Антимонит	14	+4,7	+9,8	
	Бертьерит	1	+5,8		
	Пирит	6	+6,6	+9,3	$+6,7 \pm 1,2$
	Арсенопирит	1	+5,8		
Раздольининское	Антимонит	2	+5,9	+6,7	
Золотые месторождения:					
Бертьерит		1	+7,8		
Васильевское	Пирит	5	+8,4	+9,5	
Герфед	Пирротин	3	+6,1	+9,2	$+9,0 \pm 1,9$
	»	1	+13,8		

Окончание табл. 3

1	2	3	4	5	6
Полиметаллические: Горевское	Пирит в углистых сланцах	5	-11,0	+1,5	
	Пирротин и пирит в углистых сланцах с без- рудных интер- валов	2	-0,2	+0,1	
	Галенит	4	+12,5	+14,7	
	Сфалерит	1		+15,3	
	Пирротин	1		+15,7	
				+13,5±2,4	
Линейное	Галенит	1		+14,7	
	Сфалерит	3	+8,8	+13,2	
	Пирит	3	+13,1	+16,3	
	,	1		-0,1	
	Пирит в углистых сланцах и мер- гелях с безруд- ных интервалов	8	-15,6	+1,8	

* По данным В. И. Бергера, М. Н. Голубчиной, С. Л. Миркина (1974).

театра, нефтегазопроявления здесь широко развиты, особенно в кембрийской толще. Условия сульфатредукции, по-видимому, отвечают рассмотренной выше модели 4. Вероятно, участки оруденения служили очагами разгрузки напорных вод, где создавались предпосылки для локальной сульфатредукции с различным режимом восстановления на отдельных участках. Два образца легкого пирита (прожилки в дайках долерита) указывают на наличие здесь и другого механизма образования сульфидной серы — циклического процесса: окисления сульфидной серы и повторного восстановления в зоне локального влияния атмосферного кислорода. Сероводород с таким легким составом серы формируется и сейчас ($-16,7\%$ в скважине Иркутска при изотопном составе серы в сульфате рассола $+26\%$).

Несколько иная картина наблюдается в складчатом обрамлении платформы. В пределах Восточно-Саянского ртутного пояса, за исключением одного образца из числа проанализированных ($26,7\%$), изотопный состав сульфидной серы более однороден (см. табл. 3). Среднее значение δS^{34} равно $+6,6 \pm 2,5\%$. Это отвечает более спокойным условиям сульфатредукции (модель 2) и усреднению изотопного состава сульфидной серы при ее миграции. Последнему не противоречат геологические данные, поскольку ко времени ртутного рудообразования поздний палеозой или мезозой) структура района — с впадиной Иркутского амфитеатра и приподнятыми блоками ее обрамления — уже существовала, а ртутные месторождения локализованы в структурах обрамления Сибирской платформы: либо в пределах самого краевого разлома, ограничивающего структуры платформы (Главный Саянский разлом), либо в пределах оперяющих его нарушений.

В месторождениях Байкальского ртутного пояса очень показательны данные по баритам (см. табл. 3). Изотопный состав серы в них в точности соответствует составу серы в соленосных кембрийских отложениях Сибирской платформы. По мнению В. И. Бергера, М. Н. Го-

лубчиной и С. Л. Миркина (1974), с которыми согласны и авторы настоящего сообщения, источником серы могла быть сульфатная сера, выделявшаяся из доломитовой толщи Ст1. Состав серы ряда сульфидов отвечает условиям восстановления в открытой (относительно сульфатов) системе. Позже при образовании киновари (II генерация $HgS + 20\%$) условия восстановления приблизились к закрытым.

Наиболее детально изучен рудный район Енисейского кряжа, включающий золото-сульфидные месторождения и ртутные проявления (см. табл. 3). Золотые и сульфидные месторождения характеризуются довольно однородным и близким между собой изотопным составом сульфидной серы: среднее $+9,0 \pm 1,9$ и $+6,7 \pm 1,2\%$ соответственно. Это отвечает спокойным условиям сульфатредукции по модели 2 и усреднению изотопного состава сульфидной серы до рудообразования.

Как отмечалось выше, эти месторождения расположены в зоне глубинного разлома в приядерной части Татарского антиклинария, который уже существовал как оформленная структура ко времени рудообразования (Prz_2 или Ст1). Породы Татарского антиклинария не могли служить источником серы, поскольку они представлены либо глубокометаморфизованными образованиями нижнего протерозоя, либо филлитизированной терригенной толщей (Prz_2) и не содержали сульфатной серы. В то же время расположенные к западу и востоку Большепитский и Ангаро-Питский синклинарии сложены более молодыми сериями Prz_2 , среди которых значительную роль играют доломитовые породы, и частично палеозойскими образованиями. Как указывалось выше, на территории Енисейского кряжа были широко распространены нижнекембрийские отложения, в том числе породы карбонатно-эвапоритовой формации. Можно полагать, что они существовали в Большепитском и Ангаро-Питском синклинариях и отсутствовали на площади Татарского антиклинария, который является структурой байкалид. Таким образом, разломы в пределах Татарского антиклинария были зонами разгрузки напорных вод прилегающих впадин; в рассматриваемом нами случае (для золотого и сульфидного оруденения) — это, по-видимому, были артезианские воды Ангаро-Питского синклинария с хорошо гомогенизованным сероводородом (см. рис. 2). Источником сульфидной серы могла быть сульфатная сера доломитов верхнего протерозоя или нижнекембрийских карбонатно-эвапоритовых отложений.

Те же рассуждения об источнике сульфидной серы действительны и для Линейного колчеданного и Горевского оловянного месторождений. Но они характеризуются менее однородным и более тяжелым изотопным составом серы, чем золотые и сульфидные месторождения (среднее $+13,5 \pm 2,4\%$), что отвечает активной сульфатредукции в условиях, приближающихся к закрытым. Связано это с тем, что рассматриваемые месторождения расположены в другой геологической позиции — в бортовых частях Большепитского синклинария (см. рис. 2).

Единичные анализы по двум ртутным объектам ($+14$ и $+17\%$) также свидетельствуют об активной сульфатредукции в условиях, приближающихся к закрытым. Материалы по геологической позиции рудообразований и возрасту оруденения (Р—Т) не оставляют сомнения в том, что источником серы в этом случае являлись нижнекембринские эвапориты.

Образование пирита и пирротина в углисто-глинистых сланцах как в пределах золото-сульфидных месторождений, так и в районе Линейного и Горевского месторождений, частично связано, по-видимому, с осадочным процессом; эта серия образцов содержит серу с резко отличным от рудных сульфидов легким изотопным составом ($-15,6 \div -1,8\%$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нижнекембрийские эвапориты Сибирской платформы в течение длительной истории своего существования служили генератором огромных масс сероводорода. Восстановление сульфатов происходило в условиях закрытой системы, и возникающий сероводород был в той или иной степени обогащен тяжелым изотопом. По-видимому, большая часть этого сероводорода терялась, и лишь незначительная часть шла на образование эпигенетических сульфидов. Такое происхождение имеют, очевидно, сульфиды собственно ртутных и ртутьсодержащих рудо-проявлений юга Сибирской платформы (Ангаро-Катский, Ангаро-Илимский и другие районы).

Сероводородные воды и газы разгружались и по окраинным частям Сибирской платформы, проникая в породы ее складчатого обрамления. Судя по изотопному составу серы сульфидов, именно этот сероводород и был зафиксирован в составе рудных минералов месторождений и рудопроявлений Восточно-Саянского ртутного пояса.

Для месторождений Байкальского ртутного пояса, вслед за В. И. Бергером и др., можно предполагать в качестве источника сульфидной серы сульфатную серу рудовмещающей доломитовой толщи нижнего кембра.

Для рудных месторождений Енисейского кряжа — золотых, сурьмяных и полиметаллических это могут быть либо верхнепротерозойские доломиты, либо нижнекембрийские эвапориты Большепитского и Ангаро-Питского синклиниориев. Изученные ртутные проявления Енисейского кряжа, по-видимому, имеют источником серы нижнекембринскую карбонатно-эвапоритовую толщу.

Приведенные результаты исследований изотопного состава серы в сульфидах и сульфатах руд, а также в сульфатах карбонатно-эвапоритовых толщ и сульфатных водах позволяют предположить, что в процессах рудообразования в большинстве изученных месторождений и рудопроявлений существенная роль принадлежала сере корового происхождения. Эти данные необходимо учитывать при решении проблемы источников рудного вещества, природы рудообразующих растворов, их эволюции и других вопросов генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Белый В. М., Виноградов В. И. Изотопный состав серы и вопросы генезиса высококонцентрированных сероводородных газов нефтегазоносных областей. — «Геол. нефти и газа», 1972, № 7.
- Бергер В. И., Голубчина М. Н., Миркина С. Л. Генетические особенности Келянского сурьмяно-ртутного месторождения по изотопным данным. — В кн.: Пятый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Тезисы докладов. Ч. 1. М., 1974.
- Бергер В. И., Мурнина Г. А. Новые данные о возрасте ртутного оруденения Байкальского пояса. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 3.
- Вахромеев С. А., Знамировский В. Н., Малых В. С., Поярков В. Э. Перспективность ртутных проявлений Сибирской платформы. — В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., «Наука», 1970.
- Виноградов А. П., Гриненко В. А., Устинов В. И. Изотопный состав соединений серы в Черном море. — «Геохимия», 1962, № 10.
- Виноградов В. И. Историзм в геохимии в свете данных по изотопному составу серы. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973а.
- Виноградов В. И. Источники серы рудных месторождений по изотопным данным. — В кн.: Труды I Международного геохимического конгресса. Т. II: Гидротермальные процессы. М., 1973б.
- Виноградов В. И., Илупин И. П. Изотопный состав серы в кимберлитах Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 6.
- Виноградов В. И., Озерова Н. А., Галкин М. А. О сульфатном источнике серы в рудах ртутных месторождений Лево-Сакынджинского рудного узла (Якутия) по данным изотопного состава серы. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 202, № 3.

Вотах О. А. Тектоника докембрая западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968.

Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. Отв. ред. П. М. Хренов. М., «Наука», 1971.

Груздев В. С. Особенности геохимии и генезиса сфалерит-галенитового оруденения нижнего Приангарья (на примере одного из рудных полей). Автореф. канд. дис. М., 1968.

Дистанов Э. Г., Стеблева А. Т., Оболенский А. А., Кочеткова К. В., Борисенко А. С. Удерейское золото-сурьмяное месторождение в Енисейском кряже, его генетические особенности и формационный тип. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 8.

Домышев В. Г. О региональных зонах глубинных разломов и их магмоконтролирующей роли (на примере юго-востока Тунгусской синеклизы). — В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971.

Еременко Н. А., Паукова Р. Г. Изотопы серы в нефтях и газах месторождений Волго-Уральской области и других районов Советского Союза. — «Геол. нефти и газа», 1962, № 9.

Жариков М. Г. Месторождения сурьмы. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., «Недра», 1974.

Жарков М. А., Благовидов В. В., Мерзляков Г. А., Минко Г. М. Условия формирования кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. — В кн.: Геология и калиненность кембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1974.

Знамировский В. Н. Ртутная минерализация на юге Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1963, т. 148, № 3.

Знамировский В. Н. Ртутная и ассоциирующая с ней минерализация на юге Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1966, № 2.

Игнатович В. И., Кандер В. М. Геологические особенности и возраст ртутного оруденения Прибайкалья. — В кн.: Вопросы металлогенеза ртути. М., «Наука», 1968.

Кандер В. М. Ртутное оруденение зон активизации юга Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1969.

Кандер В. М., Оболенский А. А. О ртутной минерализации на юге Сибирской платформы. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 2.

Кузнецов В. А. Ртутные формации Сибири и Дальнего Востока и некоторые закономерности их размещения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 7. М., «Наука», 1964.

Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР. — «Геол. рудных месторожд.», 1970, № 1.

Кузнецов В. А. Ртутные формации и провинции СССР. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогенеза Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1968.

Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Алтае-Саянская провинция с Енисейским кряжем и югом Сибирской платформы. — В кн.: Металлогенез ртути. М., «Недра», 1976.

Ли Л. В., Михеев В. Г., Дорофеев Н. П., Бычков А. Т. Геолого-структурные условия размещения и соотношения золотого и сурьмянного оруденения в Южно-Енисейском районе (Енисейский кряж). — «Труды СНИИГГиМС», 1971, вып. 114.

Ножкин А. Д. Послепротерозойские эпохи тектоно-магматической активизации в Енисейском кряже и некоторые особенности их металлогенеза. — В кн.: Металлогенез активизированных областей. Иркутск, 1973.

Озерова Н. А., Айдинян Н. Х., Виноградов В. И. Изотопный состав серы ртутных месторождений. — В кн.: Изотопы серы и вопросы рудообразования. М., 1967.

Озерова Н. А., Виноградов В. И., Млакар И., Федорчук В. П., Титов И. Н. Изотопный состав серы в рудах некоторых месторождений западной части Средиземноморского ртутного пояса. — В кн.: Очерки геохимии отдельных элементов. М., «Наука», 1973.

Панкина Р. Г., Мехтиева В. Л. Изотопный состав серы H_2S попутных газов бобровского горизонта Волго-Уральской области. — «Геохимия», 1964, № 9.

Панкина Р. Г., Мехтиева В. Л., Чурманцева М. Н. К вопросу о происхождении палеогеновых нефти Таджикской депрессии по данным изотопных исследований. — В кн.: Генезис нефти и газа. М., «Наука», 1968.

Петровская Н. В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований. — «Зап. Всес. минералог. об-ва», 1956, ч. 85, № 3.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геологическая история нижнего кембра северной части Енисейского кряжа. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1959, № 7.

Семихатов М. А. Структурно-фаунистические зоны рифея и нижнего кембра Енисейского кряжа и северо-западной части Восточного Саяна. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. II. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.

Смирнов В. И. Металлогенез урана. — В кн.: Вопросы прикладной радиогеологии. М., Госатомиздат, 1963.

Соколов А. С. Геолого-генетические проблемы серы. — В кн.: Генезис месторождений самородной серы и перспективы их поисков. М., «Наука», 1974.

Страхов Л. Г. О вертикальной зональности железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа.—«Геол. рудных месторожд.», 1968, № 1.

Щеглов И. И., Парфенов Л. М. Особенности структурного положения ртутной формации Восточного Саяна и южной окраины Сибирской платформы.—«Геол. и геофиз.», 1967, № 1.

Щербаков В. А., Козлова Н. Д., Смирнова Г. Н. Газы термальных вод. М., «Наука», 1974.

Harrison A. G., Thode H. G. Sulfur isotope abundances in hydrocarbons and source rocks of Uinta Basin.—“Utah Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.”, 1958, vol. 42, № 11.

Hartmann M., Nielsen H. ^{34}S -Werte in rezenten Meeresedimenten und ihre Deutung am Beispiel einiger Sedimentprofile aus der Westlichen Ostsee.—“Geol. Rundschau”, 1969, Bd. 58, № 3.

Kaplan I. R., Emery K. O., Rittenberg S. C. The distribution and isotopic abundance of sulfur in recent marine sediments of southern California.—“Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1963, vol. 27, № 4.

Kulp J. L., Ault W. U., Feely H. W. Sulfur isotope abundances in sulfide minerals.—“Econ. Geol.”, 1956, vol. 51, № 2.

Thode H. G., Monster J., Dunford H. B. Sulfur isotope abundances in petroleum and associated materials.—“Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.”, 1958, vol. 42, № 11.

Vredenburg U. D., Cheney E. S. Sulfur and carbon isotopic investigation of petroleum with River Basin.—“Wyoming Amer. assoc. Petrol. Geol. Bull.”, 1971, vol. 55, № 11.

И. П. ЩЕРБАНЬ

ОПЫТ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ КЛАССИФИКАЦИИ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ОКОЛОрудНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

В течение довольно продолжительной истории изучения метасоматически измененных пород, и, в том числе, пород, составляющих околоврудные и окологильные ореолы, было предпринято немало попыток их классификации (Гольдшмидт, 1933; Грубенман, Ниггли, 1936; Eskola, 1939; Коржинский, 1953; Жариков, 1966; Казицын, 1966; Омельяненко, 1966; Наковник, 1966; Шлыгин, 1966; Соколов, 1966; и др.). Классификации метасоматически измененных пород, предложенные в упомянутых работах, основаны на различных принципах, обусловленных, с одной стороны, задачами, поставленными перед собой их авторами, а с другой — уровнем и степенью изученности этих пород.

К числу наиболее ранних попыток классификации метасоматических процессов и соответственно метасоматически измененных пород должны быть отнесены классификации, опубликованные в 30-х годах нынешнего столетия Гольдшмидтом (1933), Грубенманом и Ниггли (1936) и Эскола (1939). В качестве главного классификационного критерия этими исследователями был принят состав гидротермальных растворов, обусловивших метасоматические явления, что, в свою очередь, дало возможность выделить несколько типов метасоматоза, названных по профилюющему компоненту таких растворов соответственно калиевым, магнезиальным, кальциевым и т. д. Однако, как справедливо заметил Д. С. Коржинский (1953), подобный подход к классификации метасоматически преобразованных пород, наряду с совершенно очевидными достоинствами, заключающимися прежде всего в возможности отразить в наименовании процесса некоторые особенности химизма преобразующих растворов, влияние которых на формирование метасоматически измененных пород является в ряде случаев решающим, не позволяет вместе с тем показать роль состава исходных пород и проследить последовательные стадии их преобразования, нашедшие отражение в метасоматической зональности.

Только через два десятилетия в 1953 г. Д. С. Коржинским была предпринята следующая попытка классификации постмагматических процессов, наиболее полно изложенная в известном «Очерке метасома-

тических процессов» (Коржинский, 1953). Эта классификация охватила всю совокупность метасоматических процессов от наиболее высокотемпературных, включающих метасоматические явления магматической стадии, до самых низкотемпературных процессов окологильного метасоматоза. В основу классификации положена разработанная Д. С. Коржинским теория кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов, согласно которой метасоматические процессы могут быть подразделены на три основные стадии, названные собственно магматической, ранней щелочной и кислотной с последующей поздней щелочной стадиями. Нельзя, однако, не заметить, что не все звенья, составляющие единую цепь метасоматических процессов, представлены в предложенной классификации с одинаковой полнотой. Наиболее глубоко и детально описаны и классифицированы метасоматические процессы, составляющие высоко- и среднетемпературные стадии, в то время как третья, низкотемпературная стадия и, в особенности, процессы окологильного метасоматоза, изученные сравнительно слабо, описаны довольно схематично и разделены только на три группы, не охватывающие, естественно, всего разнообразия метасоматических явлений, протекающих вблизи трещинных каналов. Впоследствии, в связи с накоплением нового материала, появилась возможность восполнить этот пробел, что и было сделано учениками и последователями Д. С. Коржинского. Здесь имеются в виду предложенные в более позднее время классификации, построенные на базе теории кислотно-щелочной эволюции постмагматических растворов Д. С. Коржинского, охватывающие как всю совокупность метасоматических процессов (Жариков, 1966; Касицын, 1966), так и их отдельные стадии (Омельяненко, 1966, 1971).

Приблизительно в это же время Н. И. Наковником (1966) опубликована оригинальная классификация, охватывающая главнейшие низко- и среднетемпературные формации метасоматически измененных пород. В отличие от своих предшественников и современников Н. И. Наковник в качестве определяющих критериев, положенных в основу своей классификации, принял глубинность образования метасоматических формаций и кислотность — щелочность гидротермальных растворов, обусловивших их образование. Необходимо, однако, отметить, что в большинстве случаев эти критерии и в особенности кислотность — щелочность гидротермальных растворов при высоких температурах не поддаются строгой количественной оценке, в связи с чем упомянутая классификация является качественной.

И, наконец, А. Е. Шлыгин (1966), В. А. Соколов (1966) и В. Г. Боголевов (1966) почти одновременно предприняли попытку создания многомерной классификации метасоматически измененных пород с учетом большинства факторов, оказывающих влияние на формирование этих образований: особенностей их геологического положения, минералогического-петрографического состава, физико-химических условий соответствующих процессов и пр., что, естественно, не могло не привести к некоторой громоздкости предложенных построений.

В отличие от большинства упомянутых исследователей автор поставил перед собой частную задачу, заключающуюся в предварительной классификации на основе главным образом оригинального материала только низкотемпературных околоврудных метасоматитов.

В качестве основных классификационных единиц в данном случае приняты формации метасоматически измененных пород, правомерность использования которых для подобных целей и обоснование самостоятельности большинства из них показаны в специальных работах (Жариков, 1966; Казицын, 1966; Омельяненко, 1966). Кроме того, предпринята попытка использовать для целей классификации результаты термодинамических и экспериментальных исследований, подобно тому,

как это довольно давно сделано при классификации фации регионального метаморфизма. Таким образом, хотя в основу предложенной в настоящей статье классификации низкотемпературных метасоматитов положен в основном оригинальный минералого-петрографический и физико-химический материал, она построена, по существу, на старых неоднократно обсуждавшихся и проверенных принципах. Результаты этой работы представлены в виде диаграммы (см. рисунок).

По вертикальной оси диаграммы отложены в масштабе температуры в °С, по горизонтальной — главнейшие формации метасоматитов с указанием состава исходных пород, типичных продуктов метасоматоза, а также ориентировочных интервалов рН их образования, т. е. предпринята попытка учесть при классификации метасоматитов главнейшие физико-химические факторы, определяющие, по существу, их формирование. В нижней части диаграммы располагаются низкотемпературные формации, а непосредственно над ними — соответствующие среднетемпературные. Основанием для подобного расчленения пород послужило выдвинутое Д. С. Коржинским положение, согласно которому «минералогическим признаком перехода от среднетемпературной к низкотемпературной стадии можно принять разложение среднетемпературных силикатов кальция, а именно, эпидота, пренита, пумпеллита, актинолита, tremолита, причем становится устойчивой ассоциация любых карбонатов с кварцем» (Коржинский, 1953, с. 439). Если распространить этот принцип на магнезиальные и железистые гидросиликаты, то появится реальная возможность выделения низко- и среднетемпературных стадий в большинстве типов окологречинного метасоматоза и, что особенно важно, наметятся пути количественного определения положения разделяющих их температурных границ.

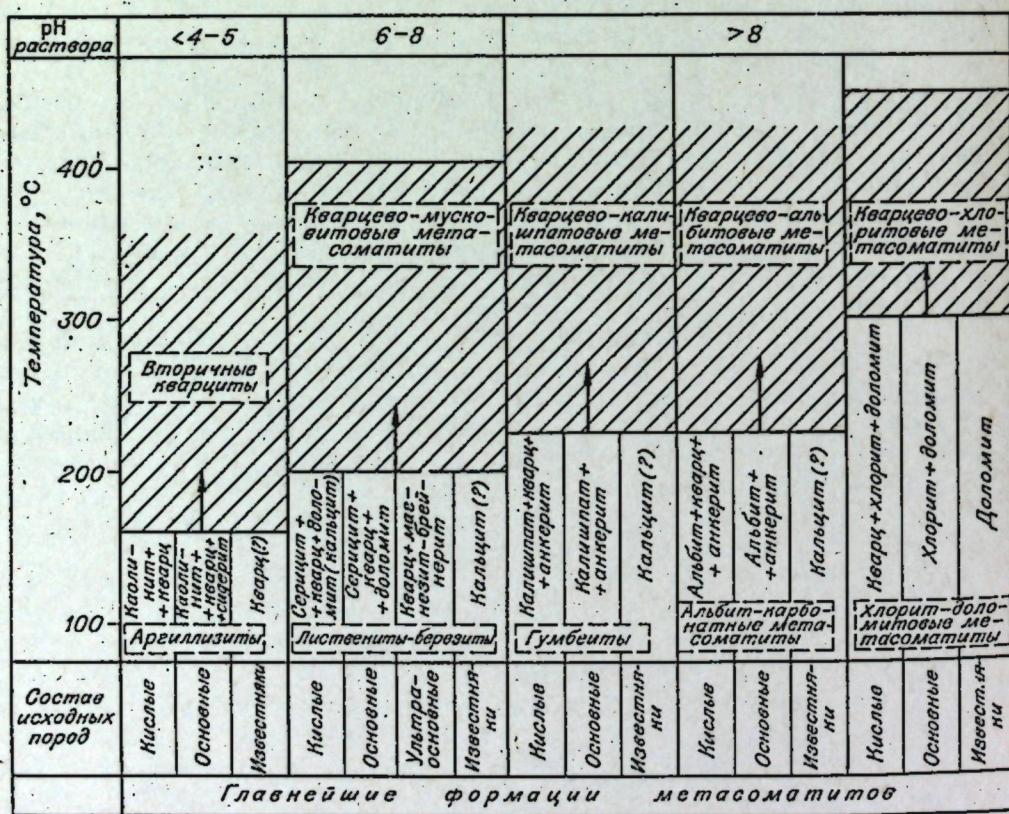


Схема классификации низкотемпературных оклорудных метасоматитов.

Поскольку положение температурных границ, разделяющих эти группы формаций, не остается постоянным, а изменяется в зависимости от колебания парциальных давлений воды и углекислоты, интервалы их перемещения показаны в виде заштрихованных прямоугольников. При этом, исходя из геологических данных и материалов, полученных при анализе газовых фаз в газово-жидких включениях, принято допущение, которое состоит в том, что парциальное давление углекислоты в процессе образования низкотемпературных метасоматических измененных пород не превышало 1000 атм. Направление смещения границ при возрастании парциального давления CO_2 указано стрелками. Вертикальные колонки, отведенные отдельным формациям, подразделяются, в свою очередь, на ряд граф, каждая из которых соответствует исходной породе определенного состава, что позволяет показать влияние минералогических особенностей этих пород на состав конечных продуктов их метасоматического преобразования. При этом следует сразу же оговориться, что количество таких граф в колонках обусловлено глубиной и уровнем изученности той или иной метасоматической формации и поэтому не всегда остается постоянным и не во всех случаях является достаточным для более или менее полной характеристики процессов образования метасоматически измененных пород.

Первая колонка отведена низкотемпературной формации аргиллизитов, а соответствующая ей среднетемпературная — формации вторичных кварцитов. В случае развития процессов аргиллизации по породам кислого состава образуются практически бескарбонатные ассоциации, состоящие из глинистых минералов и кварца, а при замещении основных пород возникают парагенезисы, содержащие в своем составе помимо кварца и глинистых минералов значительные количества сидерита или анкерита. Известняки при взаимодействии с кислыми растворами оказываются неустойчивыми и замещаются в случае достаточного содержания кремнезема в растворах кварцем. По-видимому, окварцевание карбонатных пород при реакции их с растворами, вызывающими аргиллизацию алюмосиликатных образований, не является обязательным, хотя сопряженное развитие процессов аргиллизации алюмосиликатных пород и окварцевания карбонатных можно иногда наблюдать даже в пределах одной и той же жилья. В среднетемпературных условиях алюмосиликатные породы также преобразуются при достаточно интенсивном проявлении процесса в кварцево-каолинитовые образования формации вторичных кварцитов, которые, однако, в отличие от аргиллизированных пород нередко содержат то или иное количество пирофиллита при полном отсутствии карбоната. Известняки в подобных условиях должны подвергаться преобразованиям, аналогичным предыдущим. Температурная граница между рассматриваемыми формациями при минимальных значениях P_{CO_2} может быть проведена на основании экспериментальных данных (Щербань, Широких, 1971), согласно которым ассоциация сидерит+кварц оказывается устойчивой до температуры $\sim 160^\circ\text{C}$ и при ее превышении замещается железистым слоистым силикатом типа миннезотанта. Положение этой границы при повышенных значениях CO_2 точно не установлено, но по аналогии с изученными реакциями подобного типа должно соответствовать при $P_{CO_2} = 1000$ атм до ~ 300 — 350°C . Приведенные данные не противоречат результатам экспериментального изучения диссоциации каолинита, согласно которым этот минерал устойчив при $P_{H_2O} = 1000$ атм до температуры 300°C , выше которой он замещается пирофиллитом.

Вторая колонка, отведенная низкотемпературной формации березитов-лиственитов и среднетемпературной формации кварцево-мусковитовых метасоматитов, разделена на графы, соответствующие кислым, основным и ультраосновным породам, а также известнякам.

В условиях низкотемпературных преобразований кислых пород возникают, в конечном счете, кварцево-серicitовые метасоматиты, известные под названием березитов; основных — кварцево-доломито-мусковитовые породы; ультраосновных — типичные листвениты, состоящие из кварца и магнезита и весьма незначительным количеством фуксита; и, наконец, известняки подвергаются в большинстве случаев только перекристаллизации без изменения минерального состава. Имеются, впрочем, данные, свидетельствующие о том, что иногда в процессе описываемых преобразований известняки замещаются анкеритом или доломитом. Преобладание того или иного процесса в преобразовании известняков обусловлено, по-видимому, локальными перераспределениями вещества. В случае проявления данного типа метасоматоза в среднетемпературных условиях породы кислого и основного состава замещаются, в конечном счете, широко распространенными кварцево-мусковитовыми образованиями, в то время как ультраосновные породы должны в подобных условиях, судя по экспериментальным данным, преобразоваться в талькиты. Известняки, так же как и в предыдущем случае, подвергаются перекристаллизации, а при наличии в растворе соответствующих компонентов замещаются кварцем и иногда флюоритом. Температурная граница между рассматриваемыми формациями метасоматитов проведена на основании экспериментальных данных (Щербань, Широких, 1969) по устойчивости кварцево-магнезитовой минеральной ассоциации, т. е., по существу, лиственитов, а следовательно и их аналогов, развивающихся по породам иного состава. Согласно упомянутым данным, ассоциация магнезит + кварц в случае, если состав газовой фазы в сфере реакции соответствует составу воздуха и, таким образом, содержит 0,03% углекислоты, оказывается устойчивой до температуры $\sim 200^{\circ}\text{C}$, выше которой она замещается тальком или серпентином. Граница устойчивости данной ассоциации при $P_{\text{CO}_2} = 1000$ атм поднимается до $\sim 400^{\circ}\text{C}$.

Третья колонка, в нижней части которой размещаются породы, относящиеся к формации гумбентов, а в верхней — их бескарбонатные аналоги — кварцево-калишпатовые породы, разделена на три графы, соответствующие исходным породам кислого, основного и карбонатного состава. Первые две разновидности превращаются при достаточно интенсивном развитии процесса гумбентизации в калишпат — анкерит-кварцевые породы, отличающиеся друг от друга лишь количественными соотношениями перечисленных минералов. При этом не исключена возможность образования аналогичных по составу пород, в которых, однако, вместо анкерита фигурирует доломит. Именно такие породы автор наблюдал на некоторых молибденовых месторождениях, где они образуют типичные окологильные ореолы. Что касается известняков, то они в условиях гумбентизации пород алюмосиликатного состава могут подвергнуться перекристаллизации без изменения минерального состава, доломитизации или анкеритизации. Конечные продукты среднетемпературной стадии данного типа метасоматоза представлены в случае преобразования пород основного и кислого состава калиевым полевым шпатом и кварцем, а при изменении известняков — их перекристаллизованными разностями. Проявление процессов доломитизации и анкеритизации известняков возможно только при достаточно высоких парциальных давлениях углекислоты. Температурная граница между породами формаций гумбентов и их бескарбонатными аналогами проведена на основании экспериментальных данных (Щербань, Широких, 1971) по устойчивости кварцево-анкеритовой минеральной ассоциации в гидротермальных условиях. Как уже упоминалось, проведенные эксперименты свидетельствуют о том, что кремнисто-анкеритовая минеральная ассоциация оказывается устойчивой до температуры $\sim 220^{\circ}\text{C}$ при содержании CO_2 в соста-

ве газовой фазы, равном 0,03%. В случае превышения этой температуры ассоциация анкерит + кремнезем оказывается неустойчивой и замещается минезитом и кальцитом. Температурная граница между рассматриваемыми формациями при повышенных парциальных давлениях углекислоты пока что остается точно не установленной из-за отсутствия экспериментальных данных. Ориентировочные расчеты позволяют, однако, предположить, что при $P_{\text{CO}_2} = 1000$ атм она должна проходить в температурном интервале 400 — 420°C .

На альбит-карбонат-кварцевых и альбит-кварцевых породах, расположенных в следующей колонке, вряд ли следует останавливаться, поскольку они отличаются от только что рассмотренных, по существу, лишь составом полевого шпата, который в данном случае представлен альбитом.

Наконец, в последней колонке расположены низко- и среднетемпературные продукты магнезиального метасоматоза. В низкотемпературных условиях исходные породы основного и кислого состава замещаются соответственно хлорит-доломитовыми или кварцево-доломит-хлоритовыми метасоматитами, а известняки — доломитом. В среднетемпературных условиях в случае преобразования алюмосиликатных пород образуется ассоциация, представленная хлоритом и кварцем, в то время как известняки в подобных условиях либо подвергаются доломитизации, либо при наличии в них кварца замещаются тальком или серпентином с кальцитом. Температурная граница между этими формациями проведена на основании экспериментальных данных, согласно которым ассоциация доломит + кварц устойчива при минимальных значениях P_{CO_2} до температуры 300°C (Щербань, Широких, 1970), выше которой эта ассоциация замещается тальком с кальцитом или тальком с серпентином и кальцитом в зависимости от количественных соотношений $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и SiO_2 в исходных пробах. Температура замещения данной ассоциации тальком и кальцитом для случая, когда $P_{\text{CO}_2} = 1000$ атм, составляет, по данным Г. Винклера (1969), $\sim 450^{\circ}\text{C}$.

Таким образом, суммируя изложенное, можно заключить, что положение температурных границ, разделяющих низко- и среднетемпературные формации метасоматически измененных пород, определяется, по существу, двумя факторами: составом карбоната, входящего совместно с кварцем в парагенезисы низкотемпературных формаций, и парциальными давлениями воды и углекислоты. Если опираться на экспериментальные данные и результаты термодинамических расчетов по устойчивости кварцево-магнезитовой, кварцево-анкеритовой и кварцево-доломитовой минеральных ассоциаций, то при изменении парциального давления от долей атмосферы до 1000 атм при $P_{\text{общ}} = 1000$ атм температурный интервал колебания границы перехода формации аргиллитов в формацию вторичных кварцитов составляет ~ 160 — 300 — 350°C , формации лиственитов-березитов в формацию бескарбонатных кварцево-мусковитовых пород — 200 — 400°C , формаций гумбентов и кварцево-альбит-карбонатных метасоматитов в формации их бескарбонатных аналогов — 220 — 400 — 420°C и, наконец, формации кварцево-хлорит-доломитовых метасоматитов в формацию кварцево-хлоритовых пород — 300 — 450°C .

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что предложенная классификация носит предварительный характер, не охватывает по тем или иным причинам всего разнообразия наблюдаемых в природе метасоматических процессов и не во всех своих звеньях является одинаково надежно обоснованной. В ней, в частности, не нашли отражения некоторые типы щелочных метасоматитов, например цеолитсодержащие. Не во всех случаях можно считать до конца установленным влияние состава исходных пород на минеральный состав конечных продуктов

метасоматоза и, в особенности, их промежуточных стадий. Недостает пока термодинамических и экспериментальных данных, касающихся процессов преобразования некоторых минеральных ассоциаций и, прежде всего, данных по устойчивости кварцево-карбонатных ассоциаций при различных давлениях CO_2 и H_2O . Решение этих вопросов является, по-видимому, делом ближайшего будущего.

Вместе с тем, даже в предварительном виде предложенная классификация метасоматически измененных околоврудных пород может быть использована, по мнению автора, для целей формационного анализа низко- и среднетемпературных гидротермальных месторождений, а также для их классификации и систематики. Примеры подобных классификаций обширных групп месторождений, построенных с учетом, а нередко, по существу, на основе сопровождающих эти месторождения метасоматитов, широко известны (Смирнов, 1969; и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Боголепов В. Г. Вопросы методики исследования, классификации и терминологии при характеристике процессов и продуктов околоврудных изменений.— В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околоврудному метасоматизму. Л., 1966.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.

Гольдшмидт В. М. О метасоматических процессах в силикатных породах.— В кн.: Основные идеи геохимии. Л., ОНТИ, 1933.

Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Л.— М., Госгеоразведиздат, 1936.

Жариков В. А. Некоторые закономерности метасоматических процессов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

Казицын Ю. В. Современное состояние и ближайшие задачи изучения околоврудных метасоматитов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.

Наковник Н. И. Вертикальная зональность продуктов околоврудного метасоматизма и место в ней формации вторичных кварцитов и пропиллитов.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

Омельяненко Б. И. Некоторые особенности процессов низкотемпературных околоврудных изменений и попытка их систематики.— В кн.: Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966.

Омельяненко Б. И. К вопросу о формациях и фациях низкотемпературных околоврудных метасоматитов.— В кн.: Труды Международного геохимического конгресса. М., «Наука», 1971.

Смирнов В. И. Геология месторождений полезных ископаемых. Изд. 2-е. М., «Недра», 1969.

Соколов В. А. О генетических типах гидротермальных метасоматических образований.— В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околоврудному метасоматизму. Л., 1966.

Шлыгин А. Е. Общие принципы классификации процессов и продуктов околоврудного метасоматоза.— В кн.: Материалы ко 2-й конференции по околоврудному метасоматизму. Л., 1966.

Щербань И. П., Широких И. Н. Экспериментальные данные об устойчивости кремнисто-магнезитовой минеральной ассоциации в гидротермальных условиях.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 8.

Щербань И. П., Широких И. Н. Экспериментальные исследования устойчивости ассоциации доломит+кремнезем в гидротермальных условиях.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 4.

Щербань И. П., Широких И. Н. Экспериментальные исследования кремнисто-сидеритовой и кремнисто-анкеритовой минеральной ассоциации в гидротермальных условиях.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 196, № 1.

Eskola P. Die metamorphen Gesteine.— In: Die Entstehung der Gesteine. Edit. T. Barth, C. Crenns und P. Eskola, Berlin, 1939.

Ю. Г. ЩЕРБАКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Вопросы происхождения и систематики рудных месторождений занимают исследователей давно. И на протяжении всей истории науки разные подходы к их решению отражают общий уровень геологических знаний. Одним из ведущих современных методов изучения и классификации полезных ископаемых является формационный анализ, созданный академиком В. А. Кузнецовым. Сущность его состоит в выявлении естественных групп месторождений, основные признаки состава которых довольно устойчивы в исходных геологических обстановках. Изучение условий проявления отдельных рудных формаций и их рядов, связанных с определенными комплексами пород, повышает эффективность прогнозов и поисково-разведочных работ.

Достоинство формационного анализа заключается в широте охвата им историко-геологического, структурно-тектонического и минералого-геохимического аспектов изучения рудных месторождений, а также в строго эмпирическом учете хотя и весьма многогранных, но всегда реально наблюдаемых геологических признаков. Для выбора наиболее из них информативных, действительно определяющих состав руд, Р. М. Константиновым (1973) разрабатывается логико-математический анализ, позволяющий с применением ЭВМ обработать и систематизировать огромный материал. С объективностью и многогранностью формационного анализа связан еще один аспект использования его результатов — рассмотрение самих причин рудообразования и его механизмов. Именно этому вопросу о региональной и планетарной геохимической обусловленности рудных формаций, их рядов и групп посвящена настоящая статья. Почему в определенной геологической обстановке концентрируются только специфические ассоциации металлов? Чем они ограничены, какими свойствами элементов и природных процессов? Что контролирует, например, возникновение неповторимой в иных условиях медно-никелевой рудной формации с высоким содержанием благородных металлов исключительно в дифференцированных трапповых интрузиях, а золото-серебряной с теллуридами только в связи с проявлениями андезито-дацитового вулканизма? И т. д., и т. п.

Попытку приблизиться к решению хотя бы некоторых столь простых и вместе с тем до сих пор открытых вопросов предпримем, исходя из общей последовательности возникновения рудных формаций и их групп, в понимании В. А. Кузнецова (1972), в ходе геологического развития земной коры и одновременно опираясь на данные о ее геохимической эволюции.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМЛЕ И НАПРАВЛЕННОСТЬ ЕГО ИЗМЕНЕНИЙ

Современное представление о происхождении Земли из метеоритного и главным образом хондритового вещества принадлежит, по-видимому, к числу наиболее строго аргументированных положений естествознания. Что же касается современного радиального распределения элементов в Земле, а тем более тенденций изменения состава коры в процессе ее развития, то приходится признать, что теоретические модели, основанные на предположении ведущей роли в этом лишь какого-то одного признака, например конфигурации внутренних электронных орбиталей, удельных весов элементов, их температур плавления или их

распространенности, настолько отклоняются от наблюдаемого в природе, что использовать их для объяснения действительного состава и размещения естественных концентраций элементов в пространстве и времени не удается. В частности, одни мало распространенные элементы (рубидий, гафний, тантал, литий, бор и т. д.) в ходе развития земной коры обнаруживают в ней повышение концентраций, а другие, не более распространенные (золото, платиноиды и кобальт), средних содержаний в коре не увеличивают. Но это элементы сидерофильные, а они, согласно В. М. Гольдшмидту (1933), наряду с халькофилами более накапливаются в глубинных зонах планеты, тогда как в земной коре относительно концентрируются более литофилы. Исключение составляют легкие и типично литофильные магний и хром, содержания которых возрастают в глубь планеты и понижаются от древних осадков к молодым, тогда как концентрация сидерофильных и тяжелых молибдена и рения, наоборот, возрастает к поверхности Земли. Еще меньше определенности в радиальном распределении халькофильных элементов. Медь, ртуть, теллур, например, концентрируются более в подкоровых областях, содержания же мышьяка, сурьмы, таллия и одного из наиболее тяжелых элементов — свинца возрастают в земной коре континентального типа. Впрочем, если обратиться к элементам, не упомянутым в исключениях, то и для них между сродством к кислороду и сере, с одной стороны, и распределением их на глубину, с другой, также пропорциональности не существует. Отсюда ясно, что классификация элементов по относительной их способности к образованию сульфидных, окисных либо самородных соединений для выявления закономерностей радиального распространения элементов в Земле, а тем более для анализа геохимической эволюции земной коры и связанного с нею рудообразования не достаточна. В такой же мере отсутствует линейная зависимость радиального распространения элементов в Земле от их плотности.

Земля представляет настолько сложную геохимическую систему с принципиально отличающимися условиями миграции и концентрации элементов в каждой геосфере, что простая и единая для всей Земли зависимость распределения в ней элементов от любого одного их свойства совершенно немыслима. Распределение элементов обусловлено многими особенностями их строения, свойствами и общей распространенностью.

Их дифференциация осуществляется в соответствии с плотностями всех природных подвижных соединений, а не свободных атомов, поскольку не в свободном, а в связанном состоянии происходит миграция большинства элементов. Зависит также их распределение от физико-химических полей устойчивости соединений, определяющих и количественные соотношения разных форм миграции и их смену, а также от химической активности элементов в каждой системе, где происходит их миграция в подвижной фазе и концентрация в твердой. Причины радиального распределения элементов в Земле сложны, динамичны и методы их количественной оценки не разработаны. Вместе с тем реальную картину геохимического строения планеты и эволюции состава земной коры можно воссоздать путем эмпирического сопоставления и анализа коэффициентов концентрации элементов в главных типах пород внешних геосфер относительно протопланетного вещества и, при необходимости, относительно друг друга: δ/μ , v/μ , o/μ и o/v и т. д., где μ — среднее содержание элементов в протопланетном веществе, вычисленное исходя из приблизительного соотношения количества падающих на Землю каменных и железных метеоритов в пропорции, оцененной Мэйсоном (Мэйсон, 1971) как 94:6; δ — среднее содержание элементов в ультраосновных породах, v — в базальтоидах и o — в глинистых сланцах, по А. П. Виноградову (1962).

Коэффициенты концентрации отражают отклонения состава пород от исходного для Земли, служат критериями дифференцированности земного вещества, намечают направленность миграции элементов в соответствующих процессах и позволяют тем самым судить о тенденциях их радиального распределения в Земле и геохимической эволюции (Щербаков, 1975).

Отложенные в логарифмическом масштабе в порядке Периодической системы по отдельным ее подгруппам, они позволяют в обобщенном виде представить место каждого типа пород в эволюционной последовательности развития земного вещества. Наименьшие в среднем для элементов каждой подгруппы отклонения их средних содержаний от метеоритного вещества характерны для гипербазитов, у базальтоидов они существенно выше и наибольших значений достигают в породах осадочно-гранитного слоя (рис. 1). В этом же направлении по мере увеличения степени дифференцированности земного вещества в последовательных геохимических системах прослеживается увеличение коэффициентов концентрации элементов нечетных подгрупп и в целом не обратимость увеличения интервалов значений коэффициентов концентрации (K) элементов каждой подгруппы Периодической системы. Нетрудно представить себе, что вовлечение любой породы или ассоциации пород в магматический, гидротермальный либо экзогенный процесс неизбежным своим следствием будет иметь дальнейшую дифференциацию вещества и увеличение диапазонов K . Распространено мнение, что геохимические процессы имеют своим следствием либо дифференциацию вещества, либо его гомогенизацию. Анализ различных систем по предложенной методике сопоставления присущих для них коэффициентов концентрации элементов приводит к иному выводу: то, что обыкновенно имеется в виду под гомогенизацией — растворение в океане сносимых с континента солей, переплавление разного состава пород, метаморфизм высоких степеней, например, при вовлечении пород земной коры под поверхность Мохоровичча, и др. — все это может приводить к возникновению в той или иной степени подвижных равновесных систем, усредняющих состав вовлекаемого в них вещества, но возврата

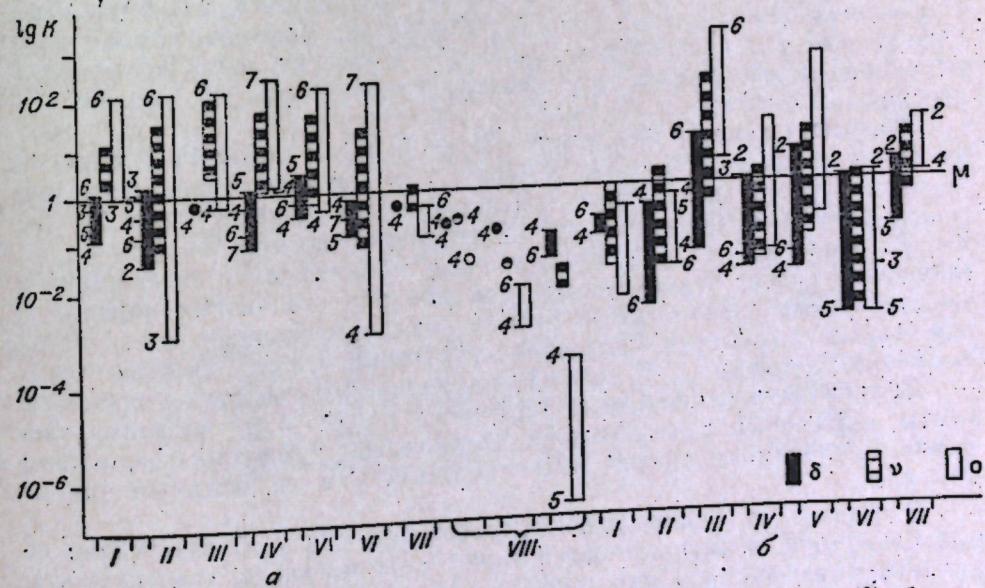


Рис. 1. Отклонения средних содержаний элементов ($lg K$) в гипербазитах (δ), базальтоидах (v) и осадочно-гранитном слое (o) относительно метеоритного вещества (μ). Римские цифры — номера подгрупп Периодической системы, арабские — номера периодов.

их по всем подгруппам Периодической системы к исходному протопланетному веществу при этом не происходит, а эволюция новой подвижной системы в гравитационном поле Земли и развитие из нее новых твердых фаз неизбежно означает дальнейшую дифференциацию вещества в только что охарактеризованном смысле. Общим результатом бесконечно много раз повторяющихся в разных областях и зонах Земли геохимических процессов — систем фазовых переходов (плавлений, возгонок или растворений и кристаллизаций) является все усложняющийся состав планеты, ее геохимической структуры, все возрастающее число типов минеральных, в том числе моно- или ахимономинеральных ассоциаций, т. е. гомогенных в минералогическом смысле, но невероятно далеко отстоящих от состава исходного протопланетного вещества продуктов его глубокой и многоэтапной дифференциации.

Для удобства описания дифференциации вещества Земли и тенденций геохимической эволюции удобно подразделить все элементы на пять групп по областям своего преимущественного накопления.

Гравитационный в своей основе принцип дифференциации вещества в подвижной жидкой либо газообразной фазе, — лишь осложненный многообразием физико-химических условий, при которых происходит вовлечение тех или иных компонентов в миграцию либо кристаллизацию, позволяет применить для характеристики выделяемых групп элементов, отличающихся преимущественным накоплением в глубинных либо поверхностных зонах Земли, понятие о центростремительности и центробежности.

Центростремительными ($\Pi_1 = v/\mu < 1$ и $o/v < 1$) нами названы элементы, среднее содержание которых возрастает к центру планеты: Fe, Au, Ni, Cr, Mg, Cu и платиноиды (рис. 2). Их средние содержания в земной коре по мере ее эволюционного развития сколько-нибудь закономерно и заметно не возрастают, хотя повышение степени ее дифференцированности и перераспределение этих элементов приводят к увеличению их местных концентраций в отдельных типах пород. Так, например, золото нередко заметно накапливается в углеродистых пиритоносных горизонтах черносланцевой формации многоеосинклиналей (Западный Узбекистан, Енисейский кряж, Бодайбинский район, Яно-Колымский пояс и др.); медь часто концентрируется в песчанистых отложениях (Центральная Африка, Казахстан, Восточное Забайкалье и др.); железо образует огромнейшие в мире скопления в осадочно-метаморфических комплексах джеспилитовой формации, магний — в древнейших карбонатных толщах.

Минимально-центробежными ($\Pi_2 = v/\mu > 1$ и $o/v < 1$) являются элементы, средние содержания которых в земной коре выше, чем в подкоровом веществе, но в осадочно-гранитном слое не выше, чем в базальтовом, хотя более неравномерны. К их числу относятся Ti, Mn, Ca, P, Zn, Na и др. (см. рис. 2). Существенное понижение их содержаний в основном по распространенному типу осадков — глинистых породах — компенсируется эквивалентным повышением концентрации других (кальция, марганца, фосфора, натрия) в хемогенных осадках (карбонатных, фосфатных, соленосных), других, например титана, в граувакковых.

Дефицитно-центробежными ($\Pi_3 = v/\mu < 1$ и $o/v > 1$) названы элементы, дефицитные в земной коре сравнительно с исходным веществом Земли, но преимущественно накапливающиеся в ее осадочно-гранитном слое.

В отличие от минимально-центробежных они в базальтоидах не накапливаются, и базальтоидный экран в их миграции к поверхности планеты оказывается легко проницаемым. Малые содержания, таким образом, этих элементов в основных породах можно считать признаком их «транзитности» для базальтоидов. Соответственно в большей мере они накапливаются в сквозьмагматических растворах. Это Hg, Te, Se,

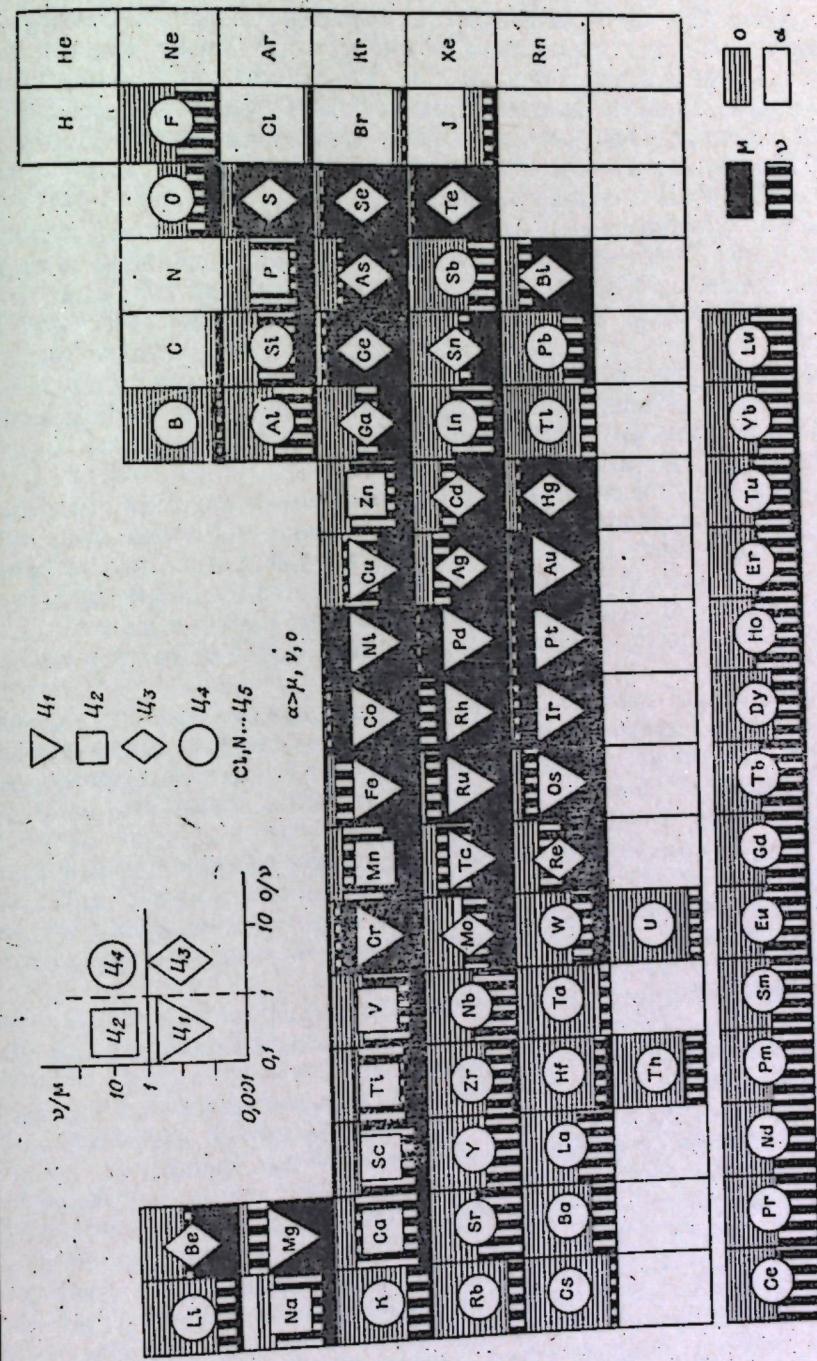


Рис. 2. Относительная концентрация элементов в meteorитном веществе (μ), базальтоидах (μ), осадочно-гранитном (α), волнисто-поздушной оболочке (α). Слой (α) и волнисто-поздушной оболочке (α).

S, Ag, Sn и др. (см. рис. 2). В ходе эволюции земной коры их содержание в осадочных породах последовательно и постепенно возрастает.

Центробежными ($\frac{C_4}{C_1} = \frac{\mu}{\mu'} > 1$ и $\frac{o}{v} > 1$) нами названы элементы K, Rb, Cs, Te, Pb, W, U, Th, Ta, Nb, TR и др. независимо от их свойств, содержания которых в земной коре выше, чем в исходном веществе планеты, а в осадочно-гранитном слое континентов всегда больше, чем в базальтовом. В ходе геохимической эволюции коры их средние содержания в ней последовательно возрастают за счет непрерывного выноса их эманациями при вулканизме. Содержания этих элементов в вулканических газах, по данным С. И. Набоко (1959), выше, чем в излившихся породах. Главным носителем центробежных элементов на континентах служат глинистые породы и, следовательно, структурно-информационные зоны многоеосинклиналей.

Наконец, максимально-центробежными ($\alpha > \mu$, v , o) нами названы элементы, содержания которых, возрастаая с глубины планеты к ее поверхности, максимума достигают в ее легких оболочках (α): атмосфере, гидросфере и биосфере. Это H, N, C, Cl, Br, J и нейтральные газы. Их содержания в земной коре по мере ее эволюции возрастают также в целом благодаря выносу в виде вулканических газов, которые в основном и состоят из максимально-центробежных элементов. Главные концентрации их в земной коре связаны с деятельностью организмов и представлены каустобиолитами (см. рис. 2).

В основу предложенной классификации элементов, таким образом, положено их главное геологическое свойство — распределение в Земле. Принцип систематики, основанный на дискретности коэффициентов концентрации элементов v/μ и o/v позволяет их подразделить на группы с разными тенденциями их радиального распределения и дать количественную оценку этих тенденций и каждому элементу, и каждой группе.

Геохимическую эволюцию с точки зрения предложенной классификации можно представить как непрерывно-прерывистую дифференацию земного вещества, при которой глубинные ее производные относительно обогащаются более центростремительными, а внешние оболочки планеты все более центробежными элементами.

Остаточными продуктами подкоровой магматической дифференации вещества являются гипербазиты. От всех магматических пород они отличаются наибольшей концентрацией центростремительных элементов. Областью максимального накопления центростремительных элементов служит земное ядро и мантия.

Базальтоиды представляют собой концентрат минимально-центробежных элементов. Гранитоиды и особенно апикальные части их массивов накапливают элементы центробежные.

Щелочные магматические комплексы, разнообразные по основности, от нещелочных пород глубинных и корневых частей интрузий принципиально отличаются в большинстве случаев изменением отношения геохимически родственных металлов в пользу относительно более из них центробежного: калий-натриевого в пользу калия, никель-кобальтового в пользу кобальта, цирконий-гафниевого в пользу гафния, свинцово-цинкового в пользу свинца и т. д. И если отношения геохимически родственных элементов в гипербазитах наиболее близки к таковым для исходного вещества и часто смешены сравнительно с ним в пользу менее центробежных, что характеризует системы остаточные или корневые области наибольшего выноса элементов центробежных, то прямо противоположная картина, присущая щелочным породам, наводит на мысль о максимальной удаленности их от мест выплавления. К сделанному допущению также побуждают особенности планетарной распространенности щелочных комплексов. Их подавляющее большинство приурочено к участкам коры с пониженней и чаще всего, видимо,

вторично понижающейся мощностью в складчатых областях и особенно на щитах и платформах. Видимо, не случайно области их размещения тяготеют к юным, реже палеозойским (Кольский полуостров, Узбекистан) зонам тектономагматической активизации и посторогенным структурам Тихоокеанского вулканического кольца и Трансильвании.

Специфичность количественных отношений геохимически близких элементов, особенно гомологов, с использованием понятия об их центробежности — центростремительности позволяет не только представить себе место, занимаемое каждой породой в эволюционном ряду природных систем, характеризующих развитие нашей планеты, но и, как увидим ниже, непосредственно объяснить состав оруденения, присущего каждому типу магм и каждому типу земной коры как естественный результат отмеченной выше направленности их геохимического развития.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Не возвращаясь к истории представлений о рудных формациях, поскольку она недавно была рассмотрена Р. М. Константиновым (1973), мы принимаем вслед за С. С. Смирновым (1947), Е. А. Радкевич (1966) и В. А. Кузнецовым (1972), что рудные формации охватывают месторождения устойчивого химико-минералогического состава, образовавшиеся в сходной геологической обстановке. Рудные формации, связанные с тем или иным геологическим комплексом пород (осадочным, метаморфическим, метасоматическим или магматическим), образуют один ряд, а ряды отдельных стадий развития земной коры образуют группы рудных формаций (Кузнецов, 1972). Следует также отметить, что некоторая разнородность в наименовании рудных формаций (одних по ведущим элементам, например золото-серебряная, мышьяково-кобальтовая, ртутная и т. п.; других по ведущим минералам — магнетитовая, кварц-кассiterитовая и др.; третьих одновременно по элементам и минералам; четвертых по минеральным группам, например колчедано-полиметаллическая; пятых с указанием, кроме того, типа вмещающих метасоматитов: медно-рудно-скарновая, вольфрамовая — грейзеновская или даже с указанием состава неизмененных пород, с которыми ассоциированы руды, например оловянная, риолитовая и т. д.), на наш взгляд, легко объяснима, вполне приемлема и не должна восприниматься как некорректность выбора классификационных признаков. Достаточно высокая изученность рудных месторождений позволяет охарактеризовать их по многим параметрам: и по составу главных концентрирующихся в них элементов, и по минералам, и по характерным околоврудным изменениям пород, и по структурно-морфологическим, текстурным признакам, по фациальным (например, близповерхностные и др.) и т. п. Конечно, любая рудная формация могла бы быть наиболее полно в своем названии охарактеризована по всем одинаковым для всех формаций признакам. Однако геолог, располагая двумя-тремя признаками, установившимися для названия той или иной формации, безошибочно дополняет ее характеристику по другим параметрам. Таким образом, принятые в общении специалистов и в литературе лаконичные названия рудных формаций представляют собой, по существу, минимальные, но достаточные символы значительно более крупных массивов информации. И в разных случаях ими совершенно неизбежно служат понятия разных рангов: элемент — минерал — минеральный класс — порода — формация — геологическая формация, именно те, сочетание которых обнаруживает геологическую устойчивость и повторяемость в сходных условиях. В этом и заключается принцип наименования рудных формаций, его логичность, строгость и рациональность.

Приступая к рассмотрению зависимости состава рудных формаций от уровня геохимического развития земной коры, начнем с раннего его этапа, характеризующего геосинклинальную стадию развития складчатых областей.

Рудные формации, связанные с наиболее глубинными интрузиями гипербазитов,—хромитовая, хризотил-асбестовая, тальковая и платиновая—представляют собой концентрации элементов исключительно центростремительных. Сходная для них направленность повышения средних содержаний в глубь Земли, несмотря на принадлежность их к разным классификационным подразделениям В. М. Гольдшмидта, оказывается единственным количественно характеризуемым признаком, контролирующим их совместную концентрацию в связи с нещелочными гипербазитами. Потенциальная рудоносность последних ограничивается исключительно элементами центростремительной группы. Ряд рудных формаций, связанных с гипербазитами, можно пополнить золото-лиственитовой, развивающейся при воздействии гидротермального метаморфизма на ультраосновные породы с повышенным содержанием золота. В данном случае в рудах совместно с золотом можно ожидать повышенную концентрацию платиноидов и чаще всего, пожалуй, наиболее халькофильного из них—палладия. Любопытно отметить, что сколько-нибудь высоких концентраций меди и никеля (элементов также центростремительных) в альпинотипных гипербазитах обыкновенно не наблюдается, хотя вкрапленная сульфидная минерализация с пентландитом и халькопиритом в них довольно обычна. Промышленный интерес в связи с гипербазитами по никелю представляют их древние коры выветривания. Более разнообразны по составу, генезису и значительны по масштабам месторождения рудных формаций, связанных со спилито-диабазовыми и кварц-кератофировыми вулканическими комплексами. К их числу принадлежат, например, медно-колчеданные, колчеданно-полиметаллические, гематито-магнетитовые месторождения вулканогенно-осадочного и гидротермально-метасоматического происхождения. К этому же ряду эндогенных рудных формаций В. А. Кузнецовым (1972) отнесены формации самородной меди и вулканогенно-осадочная марганцевая.

В рассматриваемом нами аспекте зависимости эпигенетического оруденения от вмещающих его комплексов и общего уровня их геохимического развития существенно отметить, что, несмотря на разнообразие условий образования месторождений рудных формаций данной группы, состав элементов, в них концентрирующихся, в основном ограничен центростремительными и минимально-центробежными (Ц_{1+2}). В пределах существенно базальтоидных образований при этом соотношение свинца и цинка в полиметаллических рудах резко смещено в пользу цинка, что соответствует соотношению кларков этих элементов в основных породах и столь ярко выражено на Урале. При увеличении во вмещающих оруденение разрезах доли пород кислого состава и карбонатных отложений настоящее соотношение постепенно изменяется в пользу свинца, содержание которого в осадочных и кислых вулканических породах также выше. Одновременно с увеличением содержаний свинца в рудах при этом нередко возрастает концентрация бария и других элементов центробежной группы, средние содержания которых выше в осадочных породах и, следовательно, в структурно-формационных зонах миогеосинклинального типа. Однако рудные формации этого типа и состава характерны уже для более поздних этапов развития земной коры.

В целом выделенная В. А. Кузнецовым в цитированной выше работе первая группа эндогенных рудных формаций ранних геосинклинальных (по существу, эвгеосинклинальных) стадий развития складчатых областей отличается концентрацией элементов исключительно первых двух отмеченных групп—центростремительных и минимально-центро-

бежных (Ц_{1+2}). Примечательно именно это без исключений или дополнений полное совпадение столь разными путями, но в обоих случаях строго эмпирически полученных наборов элементов. Остается заметить, что этими же Ц_{1+2} элементами ограничен состав рудных формаций, связанных с интрузиями габбро-плагиогранитной группы.

Спектр элементов, концентрирующихся в осадочных рудных формациях ранних стадий развития складчатых областей, тоже ограничен центростремительными и минимально-центробежными магнием, кальцием, фосфором, марганцем и железом (см. рис. 2). Отсутствие на этом этапе развития земной коры значительных любого генезиса месторождений иных металлов наиболее естественно объяснимо слишком низкой их концентрацией в породах габбро-гипербазитового ряда и в продуктах их гетерогенных преобразований и переотложений.

Следующая крупная группа рудных формаций средних (инверсионных) стадий развития складчатых областей отличается в целом наибольшим разнообразием составов месторождений, связанных с гранитоидами. В структурно-формационных зонах эвгеосинклинального типа, приближающихся по составу к базальтоидам и андезито-базальтам, с гранитоидами ассоциированы рудные формации элементов только из числа центростремительных и минимально-центробежных—магнетитовая скарновая, золото-сульфидная скарновая, кварц-золоторудная.

Спектр рудоносности гранитов миогеосинклиналей значительно расширяется за счет центробежных элементов как лиофильных—тантала, ниobia, циркония, бериллия, урана, тория, лантаноидов, бария, лития, так и халькофильных—свинца, сурьмы, олова, молибдена и сидерофильного вольфрама. Это рудные формации редкометальных пегматитов, скарнов, грейзенов и альбититов. Сюда же относятся кварц-молибденит-вольфрамитовая и кварц-касситеритовая формации. Также в связи с гранитными батолитами миогеосинклиналей, как, впрочем, нередко и вне видимой связи с ними, в песчано-сланцевых комплексах, например, Яно-Колымского пояса проявляется кварц-золоторудная формация, минеральные разновидности которой содержат элементы, преимущественно накапливающиеся в осадочных породах сравнительно с андезито-базальтовыми: мышьяк, молибден, сурьму, вольфрам и др.

Усвоение их из пород происходит как при палингенезе, так и при гидротермальном метаморфизме. Отличительной чертой рудных формаций, связанных с гранитоидами миогеосинклиналей, является наиболее широкий спектр концентрирующихся в них элементов, в котором отсутствует большая часть центростремительных и минимально-центробежных элементов: платиноиды, никель, хром, магний, титан, фосфор, марганец и железо. Именно их содержания в главных по распространенности силикатных типах пород миогеосинклиналей, за счет которых возникают магмы, ниже, чем в гранитоидах.

Общей чертой состава месторождений поздних (орогенических) стадий развития складчатых областей и зон их тектономагматической активизации является то, что в них наряду с концентрацией только халькофильных (в силу их большей подвижности из числа центростремительных и минимально-центробежных) золота, кобальта, меди и цинка накапливаются, как и в месторождениях предыдущей группы рудных формаций средних стадий развития складчатых областей, преимущественно элементы центробежные.

Особенностью посторогенных месторождений является еще большее разнообразие, дифференцированность и экстремальность составов за счет существенно возросшей разницы количественных отношений геохимически родственных элементов в рудах сравнительно с отношениями их кларков в главных типах осадочных и магматических пород. При этом с интрузивными и субвулканическими комплексами габбро-диорит-гранитной группы ассоциированы рудные формации преимущественно

ственno относительно менее подвижных металлов, характеризующихся ионными плотностями, в основном большими, чем у золота — магнетитовая и меднорудная скарновые, мышьяково-кобальтовая, кварц-кассiterитовая и главным образом сульфидно-касситеритовая, колчеданно-полиметаллическая, золото-сульфидная, кварц-золоторудная и др.

Формации, связанные с эфузивными комплексами базальт-андезит-липаритового состава, отличаются более близповерхностным характером рудообразования и большей концентрацией в них элементов, относительно более подвижных, имеющих меньшие плотности ионов, чем золото: золото-баритовая, золото-серебряная, золото-висмут-теллуровая, мышьяковая (реальгаровая), ртутная опалитовая и др. Во всех этих формациях намечается сдвиг отношений средних содержаний геохимически родственных металлов в рудах в пользу более центробежных сравнительно с их отношениями в породах вмещающих комплексов: калий-натриевого в пользу калия, медно-молибденового в пользу молибдена, золото-серебряного в пользу серебра, свинцово-цинкового в пользу свинца и т. д. (см. рис. 2).

Наибольших значений достигают смещения названных и аналогичных отношений в рудных формациях, связанных с щелочными комплексами магматических пород, и особенно в их эфузивной фации. В этом случае, по существу, лишь усиливается отмеченная выше общая тенденция сдвига отношений содержаний родственных металлов в щелочных породах в пользу более из них центробежного, возрастающая по мере увеличения щелочности; что, собственно, и служит показателем этого сдвига. По-видимому, его причиной служит увеличение расстояния между областями выноса и концентрации металлов, при котором возрастает суммарный эффект дифференциации вещества. Следствием растянутости интервалов дифференциации является столь характерное для поздних и надложенных этапов рудообразования развитие рафинированных, вплоть до почти мономинеральных, рудных формаций: ртутной, сурмяной, мышьяковой и др., связываемых многими геологами с подкоровыми источниками и щелочно-базальтоидным магматизмом. Обращает на себя внимание обыкновенно высокий потенциал ионизации металлов, концентрирующихся в рудных формациях поздних этапов, что, по всей вероятности, связано с более ранней и глубинной концентрацией элементов, обладающих повышенным сродством к кислороду — главному анионному компоненту существенно ионных типов структур петрогенических силикатов. Справедливость такого предположения подтверждается составом сравнительно глубоко вскрытых эрозией существенно окисных редкометальных руд щелочно-гипербазитовых формаций в зонах тектоно-магматической активизации Балтийского, Алданского и Восточно-Африканского щитов. Геофизически подобные структуры обыкновенно фиксируются положительными аномалиями силы тяжести, имеющими явно наложенный на древние структуры характер, что можно объяснить глубинным воздыманием поверхностей М и К. Геохимическим следствием глубинной базификации и эклогитизации коры континентального типа в этом случае и является высвобождение наиболее склонных к щелочным металлам и другим, особенно «транзитным», как отмечалось выше, для базальтоидов дефицитно-центробежных элементов. Их повышенные содержания в гранитно-осадочном слое становятся неустойчивыми при высоких температурах и давлениях в зонах его базификации. Настоящим обстоятельством мы склонны объяснить характерное повышение роли дефицитно-центробежных элементов (Ag, Hg, Te, Se, Mo, Sn) в рудных формациях зон тектоно-магматической активизации складчатых областей и удивительно сходных с ними металлогенически позднеорогенных вулканических поясов андезитового кольца и вулканических зон Трансильвании и Армении. Во всех названных случаях наблюдается ха-

терное понижение мощностей земной коры и гранитно-осадочного слоя, продолжающееся, вероятно до полного исчезновения последнего, как это можно предполагать для впадины Черного моря.

Наконец, наиболее поздним, быть может, одним из завершающих континентальный этап геохимической эволюции земной коры явлений, нам представляется трапповый магматизм платформ, проявляющийся также на фоне, а вероятней всего и по причине уменьшения мощности коры за счет ее погружения и глубинной базификации. Геохимическая особенность этого этапа — резкое сокращение спектра рудоносности за счет большинства центробежных элементов и необычное для раннегеосинклинальных этапов увеличение роли и, главное, масштабов концентрации центростремительных (Fe, Ni, Co, Pt, Cu, Au) и минимально-центробежных элементов (Ti, P, Zn, Mn).

Интенсивность проявления титано-магнетитовой, магнитомагнетитовой, медно-никелево-сульфидной рудных формаций, в том числе обильная концентрация в последней суммы благородных металлов, по всей вероятности, связана с оптимальным режимом дифференциации огромных магматических масс в гипабиссальной обстановке, чemu, несомненно, способствовало установленное путем анализа изотопов серы заимствование значительных ее количеств в подстилающих траппы осадочных толщах (Виноградов, Гриненко, 1966).

Характерным отличием металлоносности формационных рядов, связанных с зонами тектоно-магматической активизации платформ, сравнительно с раннегеосинклинальным габбро-гипербазитовым магматизмом является значительная доля в их составе помимо серы также других в разной мере центробежных элементов. Это обстоятельство допускает предположение об их заимствовании из коры континентального типа: например, свинца в свинцово-цинковой формации, связанной с траппами, из карбонатных отложений, а лантаноидов, тантала, ниobia и других, в том числе радиоактивных металлов, в редкометально-карбонатитовой формации, связанной с щелочными гипербазитами, из глинистых, которые подвергаются базификации и эклогитизации в глубинных горизонтах земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Большое разнообразие ассоциаций элементов в эпигенетических рудных формациях, связанных с разными магмами и типами земной коры, эмпирически давно установлено, но теоретически в самом общем виде до сих пор обосновано не было. Неясной оставалась причина возможной концентрации одних элементов, например железа, золота, меди и кобальта, практически на всех основных этапах развития коры и в связи со многими типами магматизма, а других, в частности урана, тантала и вольфрама, — только на поздних этапах и лишь в связи с гранитоидами и т. д. И насколько физико-химические свойства элементов и соединений позволяют удовлетворительно объяснить их парагенезисы и последовательность минералообразования из горячих растворов, настолько же знание этих свойств недостаточно для понимания причин рудной специализации разных матр, структурно-формационных зон и стадий их развития. Иными словами, геологическая сложность явлений, определяющих общий ход химического развития земной коры, не может быть объяснена влиянием какого-либо одного свойства или качества элементов. Дифференциация вещества планеты и ее направленность зависят от совместного влияния многих факторов, и в первую очередь от удельных весов природных подвижных соединений, их устойчивости, химической активности разной степени и перемены пропорций при различных процессах и физико-химических обстановках и т. д. Однако при

рассмотрении причин, обуславливающих состав формаций, помогает, наряду с учетом физических и химических свойств элементов, также анализ сложившихся реальных соотношений их средних содержаний в доступных для изучения фрагментах планеты и исходном для нее метеоритном веществе. Предложенный принцип подразделения всех элементов по тенденциям их радиального распределения в Земле с использованием всего двух параметров v/μ и σ/v (см. рис. 2), как видим, достаточен для выражения суммарного эффекта и направленности геохимической эволюции. Последнюю при этом можно представить как последовательное возрастание к периферии планеты средних содержаний и относительной доли все более центробежных элементов при продолжающейся и потому все нарастающей общей и повсеместной для Земли дифференциации вещества.

Именно сочетание направленного предпочтительного привноса в земную кору центробежных элементов с непрекращающимися процессами эндо- и экзогенного фракционирования приводит к последовательному расширению спектра элементов в рудных формациях за счет все более центробежных по мере развития, усложнения и увеличения мощности земной коры. Таким образом, склонность элементов к накоплению в периферических либо глубинных зонах планеты, названная нами соответственно их центробежностью и центростремительностью, в конечном счете предопределяет геохимическую эволюцию коры и связанную с ней эмпирически устанавливаемую последовательность проявления разных рудных формаций.

Расширение спектра элементов в последовательно сменяющих друг друга во времени группах рудных формаций по мере увеличения мощности и сложности состава земной коры сопровождается столь же закономерным увеличением сдвига соотношений геохимически родственных металлов в рудных формациях в пользу относительно более центробежных. Последующее сокращение спектра рудных элементов также, в общем, за счет центробежных по мере уменьшения мощности земной коры происходит не столько благодаря поверхностной эрозии, сколько вследствие ее глубинной базификации и эклогитизации.

Процесс преобразования земной коры, судя по смене ее состава по мере изменения мощностей, обнаруживает сложную периодичность. Не исключено, что смена знака вертикальных и направления горизонтальных движений коры имеет волновую природу и вызвана изменениями ротационного режима и перестройкой фигуры планеты, неизбежной при смене положений земной оси. Не имея возможности остановиться подробней на глобальном геотектоническом аспекте эволюции Земли, заслуживающем специального рассмотрения и далеко выходящем за рамки темы настоящего сообщения, отметим лишь прикладное значение устанавливаемой прямой связи рудных формаций с составом и типом земной коры. Основным следствием, вытекающим из анализа этой связи, представляется возможность дальнейшей конкретизации прогнозов. В частности, рассмотренная зависимость обосновывает нецелесообразность поисков месторождений всех центробежных и дефицитно-центробежных элементов (вольфрама, ниобия, урана, лития, бериллия и т. д.) в пределах структурно-формационных зон существенно базальтоидных, слабо дифференцированных, в осадочно-вулканогенных комплексах которых содержания этих элементов еще не достигли значений, типичных для многоеосинклиналей. С другой стороны, элементы, однажды появившиеся в рудном спектре тех или иных структурно-формационных зон, остаются в нем при дальнейших процессах эндо- и экзогенного перераспределения вещества вплоть до завершающей ее базификации и глубинной эклогитизации.

Независимый от генетических и глобальных геохимических построений формационный анализ рудных месторождений создает надежную

основу для их проверки и совершенствования. Вместе с тем, как мы видим, хорошее совпадение результатов различных методов исследования свидетельствует о правильном, в общем, понимании единства геотектонического развития коры с геохимическим и металлогеническим и позволяет надеяться, что познание общих его тенденций будет способствовать предсказанию и открытию новых, еще неизвестных рудных формаций и месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.—«Геохимия», 1962, № 7.
- Виноградов А. П., Гриненко Л. И. Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса.—«Геохимия», 1966, № 1.
- Гольдшмидт В. М. Проблемы и методы геохимии.—В кн.: Основные идеи геохимии. М., ОНТИ, 1933.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., «Наука», 1973.
- Кузнецов В. А. Рудные формации.—«Геол. и геофиз.», 1972, № 6.
- Мэйсон Б. Основы геохимии. М., «Недра», 1971.
- Набоко С. И. Вулканические экскалации и продукты их реакций. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Радкевич Е. А. К вопросу о классификации постмагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций.—В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966.
- Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.—«Зап. Всес. минералог. об-ва. 2 серия», 1947, ч. 76, вып. 1.
- Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция Земли и эндогенное рудообразование.—В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, «Наука», 1975.

Л. В. ТАУСОН

ПРОБЛЕМЫ ПОИСКОВОЙ ГЕОХИМИИ

Тридцать лет назад наш крупнейший геолог-рудник акад. С. С. Смирнов писал: «Резкое снижение эффективности поисковых работ, очевидно, обусловлено исчерпанием фонда «легкооткрываемых» месторождений... Почти никто не сомневается, что даже в самых «старых», наиболее хорошо исследованных районах заключается еще немало запасов, но последние приурочены к рудным телам, прикрытым мощными наносами или вообще «слепым», т. е. не имеющим выхода на поверхность коренных пород».

Их обнаружение возможно лишь при дальнейшем совершенствовании поисково-разведочной техники и в особенности геофизических методов поисков и при решительном улучшении геологической теории образования минеральных месторождений» (Смирнов, 1955).

Прошедшие годы не только подтвердили справедливость этих слов С. С. Смирнова, но и показали, что вопросы, поставленные им, должны рассматриваться значительно шире.

Снижение эффективности геологических поисков привело, с одной стороны, к значительному увеличению расходов государства на геологоразведочные работы, а с другой—к смещению этих работ в мало исследованные и экономически недостаточно освоенные районы, где рентабельна эксплуатация только очень крупных месторождений.

Вместе с тем в эпоху научно-технической революции резко увеличилось потребление минерального сырья и значительно возрос список

элементов, используемых промышленностью в больших количествах. Производство некоторых металлов увеличилось в сотни раз. Прогнозы уже ближайшего будущего предполагают дальнейший значительный рост потребностей в минеральном сырье. Таким образом, увеличивающийся спрос на минеральное сырье и снижение темпа роста его запасов, определяющееся уменьшением эффективности поисковых работ, могут привести к образованию своего рода «геологических ножниц» между спросом и предложением минерального сырья, что неизбежно вызовет его вздорожание.

Переход геологии на поиски глубокозалегающих месторождений представляется очень сложным и длительным процессом, ибо открытие «слепых» рудных тел на несколько порядков труднее поиска рудных залежей, обнажающихся на поверхности. Успешное решение задачи возможно только при условии создания комплекса геолого-геохимических и геофизических поисковых методов, применение которого даст геологу возможность обосновывать места заложения буровых скважин для подсечения рудных тел.

Создание комплекса научно обоснованных геолого-геохимических и геофизических методов поиска глубокозалегающих рудных залежей будет возможно только при достаточно ясном понимании основных закономерностей рудообразования и сопровождающих его процессов. Однако следует признать, что и теория рудогенеза, и создание комплекса методов поисков глубокозалегающих месторождений все еще находятся в начальной стадии разработки. Естественно, что любое продвижение вперед теории рудообразования и методологии поисков глубокозалегающих рудных месторождений имеет очень большое научное и практическое значение. В частности, в последние десятилетия геохимия успешно решала задачу поиска рудных месторождений, обнажающихся на поверхности коренных пород, но прикрытых чехлом рыхлых отложений. На поиск таких прикрытых рудных месторождений направлена металлометрическая съемка, являющаяся самым массовым видом геохимических работ в геологической службе и заключающаяся в площадном опробовании приповерхностного слоя рыхлых отложений. Достаточно указать, что при металлометрической, или, как ее иногда неправильно называют, литогеохимической, съемке в стране ежегодно отбирается около 10 млн. проб. Каждая проба в дальнейшем анализируется полукачественным спектральным методом на 15—20 элементов. По имеющимся подсчетам (Глухов, 1974) за последние 20 лет с помощью металлометрической съемки было открыто около 100 месторождений цветных и редких металлов. При этом наиболее успешно металлометрическая съемка применялась в степных и полупустынных районах Казахстана и Средней Азии, а с наименьшим успехом — в таежных районах Сибири и Дальнего Востока.

Научной основой этого вида геохимических поисков была теория диффузионных механических ореолов рассеяния, развитая А. П. Солововым (1959). Графически такой ореол представляется в виде срезанного факела с максимумом концентраций над рудным телом и распределением концен-

траций на эрозионной поверхности, изображаемым в виде гауссовой кривой.

Такой тип ореолов обычно называется открытым и характерен для степных склонов и верхних частей залесенных склонов, где преобладают эрозионные процессы. В Казахстане и Средней Азии этот тип ореолов наиболее распространен, и поэтому поиски рудных тел с помощью такого типа ореолов рассеяния здесь достаточно эффективны.

Для залесенных склонов решающим фактором распределения вещества в рыхлых отложениях, образовавшихся при разрушении коренных пород, будет процесс не столько диффузионного перемешивания, сколько дефлюкционного сползания рыхлых масс по склону. Это сползание имеет в основном характер ламинарного течения, при котором перемешивание материала соседних слоев не происходит (рис. 2). В результате вторичные ореолы дефлюкционно-диффузионного типа на поверхности будут весьма ослаблены и смешены вниз по склону (см. рис. 2, а), а иногда вообще не будут обнажаться на поверхности рыхлых отложений и будут относиться к ореолам закрытого типа (см. рис. 2, б). Анализ условий формирования механических ореолов рассеяния для разных ландшафтно-климатических зон недавно проведен Поликарпочким (1973).

Для таежных районов Сибири, как и для большинства залесенных районов, характерно развитие вторичных ореолов дефлюкционно-диффузионного типа, т. е. полузакрытых или вообще закрытых. В связи с этим становится понятной низкая эффективность металлометрической съемки прошлых лет, проводившейся в Сибири по методике, разработанной применительно к вторичным ореолам рассеяния диффузионного (открытого) типа. Вместе с тем, как известно, в большинстве районов Сибири развита сплошная или островная вечная мерзлота. В этом случае развиваются солифлюкционные ореолы, которые в принципе должны быть весьма близки к дефлюкционным. Однако в связи со спецификой мерзлотных явлений солифлюкционные механические ореолы рассеяния рудных месторождений обладают чертами строения, отличающими их от типичных дефлюкционных ореолов. К сожалению, этот тип вторичных ореолов, очень важный для Сибири, практически еще почти не изучен. В теории вторичных ореолов рассеяния остаются нерешившимися многие важные вопросы. В генетической классификации механических ореолов рассеяния В. В. Поликарпочкин выделяет три главных типа: 1) диффузионные, 2) гравитационные, 3) флювиальные. К группе гравитационных ореолов относятся, в частности, дефлюкционно-диффузионные и солифлюкционные. К флювиальным ореолам, обозначенным подвижными средами, отнесены делювиальные и эоловые. Ореолы последнего типа, строго говоря, следует относить не к ореолам,

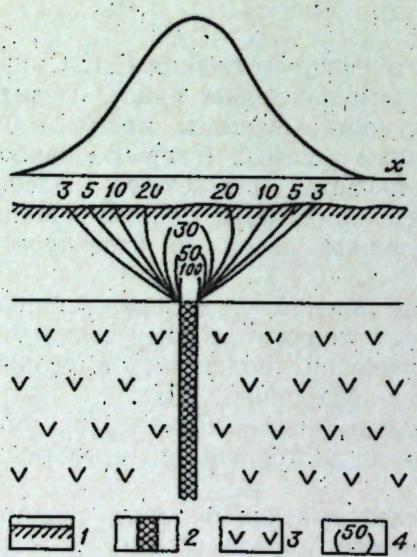


Рис. 1. Вертикальный разрез и график механического диффузионного ореола (по А. П. Соловову).

1 — рыхлые образования; 2 — рудное тело; 3 — вымещающие породы; 4 — изоконцентрации металлов в условных единицах.

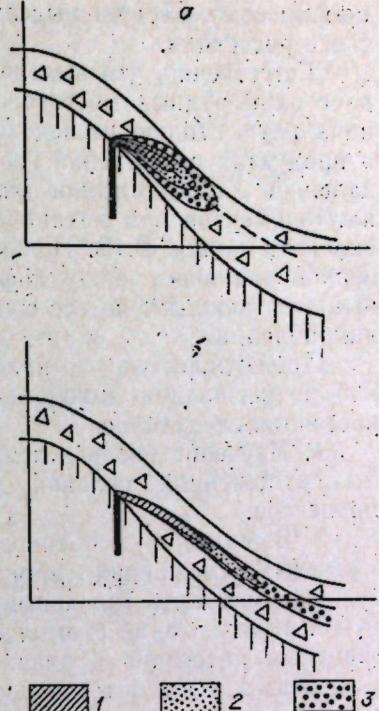


Рис. 2. Формы диффузионно-дефлюкционных ореолов (по В. В. Поликарпочкину) при больших (а) и малых (б) величинах коэффициентов диффузии и вязкости (а — повышение роли диффузии и понижение роли дефлюкции; б — понижение роли диффузии, повышение — дефлюкции).

1 — высокие концентрации; 2 — средние; 3 — низкие.

ак потокам рассеяния, которые, вместе с водными потоками рассеяния, по-видимому, следует выделять в особый класс образований механического рассеяния.

Естественно, что выделение главных типов механических ореолов рассеяния рудных месторождений следует рассматривать только как начальную стадию исследований по проблеме распределения вещества в продуктах разрушения коренных пород и находящихся в них рудных залежей. Количественное описание распределения концентраций рудных элементов при механическом перемещении рыхлого материала на склонах, данное В. В. Поликарпочкиным (1966) и показавшее существенное различие между диффузионными дефлюкционными ореолами, является важным, но все еще начальным этапом исследований в этом направлении.

Представляется, что наиболее важные вопросы научных исследований по выявлению закономерностей формирования вторичных ореолов рассеяния следующие.

1. Изучение распределения концентраций рудных элементов в рыхлых отложениях склонов, различающихся по динамике склоновых процессов.

2. Выявление особенностей распределения рудных элементов в рыхлых отложениях склонов в зависимости от физических свойств рудных минералов (удельный вес, твердость и т. д.).

3. Установление соотношения между механическими и солевыми ореолами рассеяния в различных ландшафтно-климатических зонах в зависимости от интенсивности процессов химического выветривания и миграционных способностей различных рудных элементов в солевых ореолах вторичного рассеяния.

Вместе с тем при разработке методологии геохимических поисков в районах Сибири и Дальнего Востока необходимо иметь в виду, что здесь примерно на 2/3 территории развиты закрытые или полузакрытые вторичные ореолы дефлюкционно-диффузионного или солифлюкционного типа. Поэтому металлометрическая съемка может успешно применяться только на 1/3 данной территории: на степных склонах и в верхних частях заросших склонов. В связи с этим в районах Сибири и Дальнего Востока возрастает значение поисков по водным потокам рассеяния, а также по донным отложениям озер. Высокая эффективность использования для поисков целей озерных осадков была недавно показана канадскими геохимиками (Allen et al., 1972).

Геохимические поиски по потокам рассеяния отнюдь не исключают применения методов поисков по вторичным ореолам рассеяния. Однако использование последних даст наибольший эффект на этапе оценки геохимических аномалий, полученных по потокам рассеяния. В этом случае наиболее эффективным средством следует считать опробование керна мелких буровых скважин, пробуренных вдоль подножия склонов и приповерхностное опробование рыхлых отложений в верхних частях склонов. Учитывая трудности поисков по вторичным ореолам на заросших склонах, их увеличивающуюся трудоемкость, в ближайшие годы необходимо уделить внимание изучению солевых ореолов рудных месторождений и тесно связанных с ними биогеохимических и гидро-геохимических ореолов. Широкое производственное использование последних (особенно биогеохимических ореолов) может значительно повысить эффективность геохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния.

Наконец, при геохимических поисках по вторичным ореолам и потокам рассеяния очень важное значение приобретает задача правильной интерпретации выявления геохимических аномалий.

Существенную помощь при этой интерпретации могут, оказать представления о геохимических барьерах (Перельман, 1968).

Рудные месторождения, обнажающиеся на поверхности коренных пород, но прикрытые чехлом рыхлых отложений, в ближайшие годы будут весьма важным резервом геологопоисковых работ и фонда их, даже в старых горнорудных районах, еще далеко не исчерпан. Особенно это относится к районам Сибири и Дальнего Востока.

Однако для поисковой геохимии, также как и для всей практической геологии в настоящее время не менее важной задачей является разработка методологических основ поисков глубокозалегающих рудных залежей, не обнажающихся на поверхности коренных пород. Решение задачи эффективного поиска таких залежей может быть достигнуто только совместными усилиями геологов, геофизиков и геохимиков.

Учитывая особенности геологической позиции, среди глубокозалегающих месторождений можно выделить два главных типа, методология поисков которых будет существенно различаться: слепые и погребенные (рис. 3). Из приведенных схем видно различие между этими типами. Конечно, в поисковом отношении можно представить и самый трудный вариант: погребенные слепые месторождения, когда рудное тело не обнажается на эрозионной поверхности более древних пород, с угловым несогласием перекрытыми более молодыми отложениями.

Рассматривая основные типы глубокозалегающих месторождений, не следует забывать, что в большинстве случаев поверхность коренных пород прикрыта чехлом рыхлых отложений и поэтому большинство глубокозалегающих месторождений следует относить, кроме того, к группе прикрытых месторождений. Естественно, это дополнение еще больше усложняет поиски глубокозалегающих рудных месторождений.

Отвлекаясь от многообразия типов рудных залежей и возможностей формирования в горных породах областей с аномальной концентрацией рудных и редких элементов, не связанных с процессом рудообразования, рассмотрим главные закономерности распределения вещества при трещинном рудоотложении. Данный тип процесса рудообразования обычно сопровождается гидротермальным изменением вмещающих пород и формированием областей аномальных концентраций рудных и редких элементов (первичных ореолов рассеяния). С точки зрения поисков слепых рудных залежей показателями их существования на глубине могут быть развитые вверх по восстанию рудного тела гидротермально измененные породы (гидротермалиты) и первичные ореолы рассеяния.

В качестве моделей гидродинамических систем, в которых может осуществляться процесс рудоотложения, могут быть приняты модели динамической ячейки функциональной системы метасоматоза при локальном замещении и фильтрационном транзите, предложенные Г. Л. Попелевым.

Как видно на рис. 4, процессу трещинного рудоотложения лучше всего соответствует третий тип модели, когда «сквозная транзитная зона представляет устойчивую трещину, около которой развивается около-трещинный метасоматоз путем продвижения от нее фронта замещения, оставляющего после себя метасоматит со стабильной пористостью» (Попелев, 1973) (см. рис. 4, в).

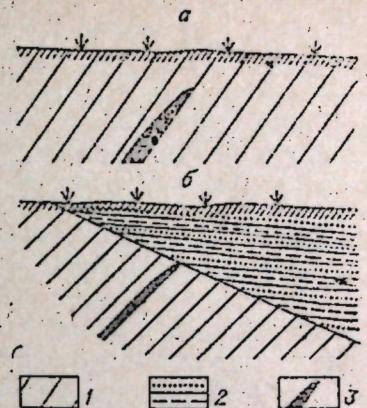


Рис. 3. Схемы слепой (а) и погребенной (б) рудных залежей.
1 — вмещающие породы; 2 — более молодые отложения; 3 — рудная залежь.

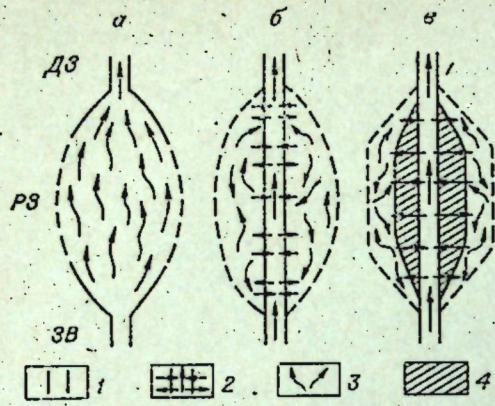


Рис. 4. Модели динамической ячейки функциональной системы метасоматоза при локальном замещении и фильтрационном транзите (по Г. Л. Постелову).

1 — стабильный транзитный канал; 2 — стабильный ламинарный конвективный перенос; 3 — псевдотурбулентный перенос в рабочей зоне метасоматоза с «кинетической флюидопроводностью»; 4 — метасоматит со стабильной пористостью. ЗВ — зона ввода; ДЗ — дренажная зона; РЗ — рабочая зона.

чительно больше, чем в рудных телах. Большое значение имеет и то обстоятельство, что объем ореольного пространства и синрудного гидротермального изменения пород во много раз превышает объем рудной залежи.

По подсчетам Л. Н. Овчинникова (1974), на Гайском медно-колчеданном месторождении «объем только богатой части ореола в 360 раз превышает объем рудных тел». При этом из общего количества основных рудных компонентов, осажденных при рудоотложении и ореолообразовании, на долю рудных тел приходится 53% меди, 35% цинка, 10% свинца и 1,6% кобальта. Остальное количество этих металлов было рассеяно в ореольном пространстве.

Для образования рудных залежей и синхронных с ними гидротермальных изменений вмещающих пород и ореолообразования решающими факторами, очевидно, будут: а) состав рудоносного раствора, определяемый характером источника гидротермальных растворов, температурным уровнем его вскрытия и эволюцией при движении до «рабочей зоны»; б) размеры «рабочей зоны» метасоматических преобразований, рудоотложения и ореолообразования, а также скорость и длительность циркуляции гидротермальных растворов в ней.

О составе гидротермальных растворов в настоящее время нет единодушного мнения. Некоторые исследователи предполагают «удивительную стандартность рудообразующего раствора, постоянство его анионного состава и свойств». Исходя из этого же тезиса, утверждается «поразительная однотипность геохимических ореолов, окружающих рудные тела и залежи» (Овчинников, 1974). Однако большинство исследователей признает изменчивость состава рудоносных растворов в зависимости от характера их источника, температурного уровня вскрытия и эволюции на пути к зоне рудоотложения.

Вопрос об источниках рудоносных растворов еще далек от своего окончательного решения. Однако представляется справедливым предположение В. И. Смирнова (1969) о трех главных типах источников рудоносных растворов: магматогенных, интрателлурических, водозермальных.

Учитывая их различную генетическую природу, справедливо предполагать и существенные различия их исходного состава. Однако, не

в случае трещинного рудоотложения рудная залежь будет возникать в сквозной транзитной зоне, постепенно заполняя ее. В связи с таким механизмом рудоотложения при поисках слепых рудных тел решающую роль играют закономерности строения и состава метасоматитов, сопровождающих процесс рудообразования, а также структура и состав первичных ореолов, возникающих при этом.

Рассматривая процесс рудообразования в единстве трех его частей (гидротермальное изменение вмещающих пород, рудоотложение и ореолообразование), следует иметь в виду, что основные рудные компоненты в рудных телах и ореолах по количеству вполне сопоставимы, а рудных элементов-примесей в ореолах зна-

рассматривая особенностей состава интрателлурических (мантийных?) и водозермальных растворов, можно показать, что даже в пределах одного типа источников (магматогенного) состав исходных рудоносных растворов будет значительно меняться в зависимости от состава интрузий, их размеров и условий становления. Изменчивость состава исходных рудоносных растворов наблюдается даже в пределах близких по составу и условиям формирования интрузий, что приводит к образованию различных по составу рудных залежей, разному характеру гидротермальных изменений вмещающих пород и к различной структуре и составу первичных ореолов.

Например, в гипабиссальных интрузиях редкometальных плюмазитовых лейкогранитов Восточного Забайкалья в зависимости от раздельной фтороминерализации. Здесь с интрузиями, содержащими 0,2—0,3% F, обычно связано гидротермальное оловянное оруденение, в то время как при более низком уровне содержаний (0,1—0,2% F) с интрузиями того же магматического комплекса связано гидротермальное вольфрамовое оруденение. При этом в составе исходных рудоносных растворов, при условии вскрытия их очагов на одном температурном уровне (450—300°), главным различием было соотношение между фтором, с одной стороны, и водой и хлором — с другой. В составе растворов, генерировавших оловянное оруденение, решающая роль принадлежала, вероятно, комплексу типа $K_2[Sn(F,OH)_6]$, в то время как в составе вольфрамоносных растворов доминировали, по-видимому, щелочно-оксидные комплексы вольфрама.

При анализе исходных гидротермальных растворов необходимо иметь в виду, что по имеющимся в настоящее время данным высокотемпературные растворы (с температурами выше 200—250°C) должны рассматриваться как молекулярные растворы, в которых важнейшими агентами переноса рудных элементов выступают щелочно-галоидные и щелочно-оксигалоидные соединения. В высокотемпературных условиях CO_2 присутствует преимущественно в молекулярной форме, а не в виде гидрокарбонатного иона. Аналогично основной формой нахождения серы в высокотемпературных эманациях должна быть молекула H_2S , а не гидросульфидный ион HS^- , дающий подвижные комплексы с рядом металлов (Рябчиков, 1974). Поэтому в высокотемпературных гидротермальных растворах, ответственных за образование многих рудных месторождений (Sn, W, Mo, Be и др.), главными транспортными агентами этих металлов должны быть щелочно-галоидные и щелочно-оксигалоидные соединения.

На заключительных этапах кристаллизации магматических расплавов натрий может переходить в водно-солевую fazу только в виде $NaCl$, в то время как NaF образует собственную солевую fazу (Равич, Валашко, 1965). В отличие от натрия, калий в водно-солевую fazу переходит в виде не только KCl , но и в виде KF (Глюк, Анфилогов, 1973). Это, по-видимому, оказывается решающим фактором для возможностей миграции олова в гидротермальных растворах.

В гидротермальных растворах, отделившихся от интрузии при температурах ниже 200—350°C, щелочно-галоидные соединения уже не играют такой доминирующей роли.

При остывании очагов рудных растворов до таких низких температурных уровней многие комплексные щелочно-галоидные соединения олова, вольфрама, бериллия и др. гидролизуются, и в отделяющихся гидротермальных растворах этих элементов уже почти не будет. В низкотемпературных гидротермах к галоидам прибавляются гидрокарбонатные и гидросульфидные анионные группировки. В связи с ними сохраняют свою миграционную способность такие важные рудные элементы, как медь, мышьяк, свинец, цинк, серебро, золото, сурьма, ртуть

и др. Таким образом вполне правомерно допустить, что спектр рудных элементов и анионных компонентов в гидротермальных растворах по мере снижения их температуры (и особенно на 200—250-градусной границе), будет существенно изменяться.

Исходя из схемы Г. Л. Поспелова, в сквозной траизитной зоне, над участком интенсивного (промышленного) оруденения, как бы продолжая процесс рудоотложения, образуется первичный ореол рудного тела. Этот шлейф рудного процесса отличается ограниченностью числа осаждаемых рудных элементов, среди которых главную роль обычно играет элемент, давший ниже промышленную залежь. В надрудной части уровень концентраций этого элемента снижается, выходя за пределы бортовых концентраций, устанавливаемых на основе технико-экономических расчетов. Однако в надрудном первичном ореоле контрастность концентраций этого элемента остается весьма высокой. Наряду с этим рудным элементом в надрудной части первичного ореола рудного тела обычно наблюдается отложение еще 2—3 элементов, контрастность концентраций которых также весьма велика, но уровень концентраций не достигает промышленных. Например, в жильных вольфрамовых месторождениях в надрудной части наблюдаются высококонтрастные ореолы не только вольфрама, но также висмута, олова, цинка и серебра. В золоторудных месторождениях малосульфидного типа наивысшие контрастности концентраций кроме золота показывают мышьяк, ртуть и серебро, а в месторождениях сульфидно-кассiterитового типа — олово, свинец, цинк и серебро.

Наряду с этим шлейфом процесса рудоотложения, аномальные концентрации ряда рудных и редких элементов возникают и в том участке «рабочей зоны», где происходит синрудное гидротермальное изменение вмещающих пород. Однако по спектру элементов и контрастности концентраций эти ореольные участки значительно отличаются от ореола рудного тела. В этом ореоле кроме рудных элементов, свойственных ореолам рудных тел, наблюдаются аномальные концентрации ряда редких элементов, которые захватываются изоморфно новообразованными минералами гидротермалитов или сорбируются ими. Участки аномальных концентраций рудных и редких элементов в зонах гидротермалитов могут быть объединены понятием первичного ореола рудного поля. К редким элементам ореолов рудных полей относятся редкие щелочи (Li, Rb, Cs), захватывающиеся изоморфно или сорбирующими преимущественно новообразованными слюдами и гидрослюдами гидротермалитов, марганец, стронций и барий, входящие изоморфно в новообразованные карбонаты, а также различные анионогенные компоненты гидротермальных растворов, реагирующие с веществом вмещающих пород (F, Br, R и др.). При этом контрастность концентраций рудных элементов в ореолах рудных полей обычно на порядок ниже, чем контрастность их концентраций в ореолах рудных тел. Для группы элементов, захватывающихся минералами гидротермалитов изоморфно или путем сорбции, а также для анионогенных компонентов контрастность их концентраций в ореолах рудного поля обычно невелика и не превышает 5—10 по отношению к фону.

К сожалению, до последнего времени при изучении первичных ореолов рудных месторождений основное внимание уделялось ореолам рудных тел. Ореолы рудных полей и особенно редкие элементы гидротермалитов, так же как и сами гидротермалиты, изучались в значительно меньшей степени. Между тем при поисках слепых рудных залежей ореолы рудных полей, у которых известны аномальные концентрации всех рудных и редких элементов в надрудных толщах и минералого-геохимическая характеристика синрудных метасоматитов, имеют первостепенное значение для отыскания полей рудных месторождений и позволяют существенно сузить площадь опоискования.

В пределах же рудных полей поиски рудных тел, в том числе и слепых, должны основываться на отыскании ореолов рудных тел. Анализируя редкоэлементный состав первичных ореолов рудных тел, необходимо иметь в виду, что в процессе рудоотложения, как и в процессе ореообразования, обычно участвует ограниченное число рудных элементов. Для рудных тел эту ограниченность отметил уже давно С. С. Смирнов, который указывал, что «в подавляющем большинстве случаев при разведке и эксплуатации месторождений в глубину и по простирианию мы, как правило, остаемся в пределах одной зоны Эммонсовского ряда» (1955).

В случае первичных ореолов рудных тел высокая контрастность концентраций обычно характерна для элементов, образующих рудную залежь, и тех рудных элементов, которые по схеме Эммонса должны были бы образовать следующую вверх по восстанию зону рудоотложения.

Различия в редкоэлементном спектре и уровнях контрастности аномальных концентраций элементов в первичных ореолах полей рудных месторождений и в ореолах рудных тел открывают возможности для анализа данных геохимического поискового опробования и достаточно четкого выделения, в наблюдаемых интегральных ореолах составляющих, отвечающих ореолам рудных тел и полей рудных месторождений. Использование для таких целей многомерного анализа позволяет применять математическую обработку данных геохимического поискового опробования с помощью ЭВМ (Китаев и др., 1974). Необходимость этого усиливается и тем, что в состав интегральных ореолов часто входят не только ореолы рудных полей и рудных тел, но также эманационные ореолы интрузий и ореолы, связанные с образованием высокотемпературных рудных концентраций пневматолитового этапа.

Важнейшими геохимическими задачами исследований, касающихся методологии поисков слепых рудных залежей, являются:

- 1) установление морфологии, состава и структуры ореолов рудных полей и рудных тел для различных по составу и генезису рудных месторождений;
- 2) выявление взаимосвязи между величиной рудного интервала и вертикальным размахом процесса ореообразования;
- 3) систематическое минералого-геохимическое изучение синрудных гидротермалитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Глухов В. А. Эффективность геохимических поисков.— В кн.: Тезисы докладов Совещания по проблеме «Теоретические аспекты миграции элементов — индикаторов рудных месторождений». Ч. II. Ереван, 1974.
- Глюк Д. С., Анфилогов В. Н. Фазовые равновесия в системе гранит — H_2O — K при давлении паров воды 1000 кг/см².— «Геохимия», 1973, № 10.
- Китаев Н. А., Евдокимова В. Н., Чумакин В. Н., Сыклев С. Е. Классификация геохимических свойств геологических объектов в связи с изучением их зональности и генезиса.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 6.
- Овчинников Л. Н. Механизм формирования первичных геохимических ореолов в рудных тел.— В кн.: Тезисы докладов Совещания по проблеме «Теоретические аспекты миграции элементов — индикаторов рудных месторождений». Ч. I. Ереван, 1974.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1968.
- Поликарпочкин В. В. Распределение концентраций рудообразующих элементов на склонах при самопроизвольном движении рыхлых масс и действии склоновых водных потоков.— В кн.: Математические методы геохимических исследований. М., «Наука», 1966.
- Поликарпочкин В. В. Теория вторичных механических ореолов рассеяния и их генетическая классификация.— В кн.: Вторичные ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири. Улан-Удэ, 1973.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Равич М. И., Валишко В. М. Растворимость фторида натрия при повышенных температурах.— ЖГХ, 1965, т. 10, № 204.

Рябчиков И. Д. Физико-химический анализ условий отложения рудоносных растворов из гранитных магм.— В кн.: Тезисы докладов Совещания по проблеме «Источники рудного вещества эндогенных месторождений». М., 1974.

Смирнов В. И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1969, № 3.

Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Соловьев А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.

Allen R. J., Cameron E. M., Durham C. C. Low sample density limnic geochemistry—a new technique for reconnaissance geochemical exploration within the Canadian Shield.— In: Proc. IV Inter. Symp. Geochem. Explor. London, 1972.

Л. Н. ОВЧИННИКОВ

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ И РУДНЫХ ТЕЛ

При первичном распределении вещества планеты экономически важные металлы не образовывали, подобно горным породам, скопления в земной коре, а были рассеяны в слагающих ее толщах. Для образования любого рудного месторождения было необходимо последующее перераспределение металлов. При большом разнообразии механизмов экстракции, транспортировки и отложения, разнообразии источников металлов, переносчиков и источников энергии смысл процесса рудообразования остается всегда один и тот же: переход металлов из рассеянного состояния к концентрации, к накоплению.

В этом процессе при образовании промышленного месторождения— отложение рудного вещества в значительных объемах пространства— невозможно осаждение всего материала в одной точке, при полном завершении концентрации металла с четким разграничением руды имещающей породы. В месторождениях любого типа и происхождения, вплоть до осадочных, всегда будет фиксироваться ореол распространения осаждающихся металлов, формирующийся одновременно с рудным телом.

Благоприятная для рудообразования зона земной коры, составляющая по вертикали 5—7 км (Овчинников, 1967), условно может быть подразделена на три области: 1) область мобилизации металлов, 2) область движения растворов, коммуникаций и 3) область рудоотложения. Здесь пойдет речь о явлениях в третьей области, о непосредственном рудоотложении. Вслед за Г. Л. Поспеловым (1973) область рудоотложения, включающую и ореольное пространство, можно подразделить на три зоны: а) зону ввода растворов, б) рабочую зону, в) дренажную зону, зону вывода.

Перемещение металлов в области рудоотложения, особенно в ее рабочей зоне, включая и валовое движение рудообразующего раствора, осуществляется в результате сочетания многих как взаимосвязанных, так и независимых процессов, что весьма детально и доказательно удалось изложить Г. Л. Поспелову в его последней книге (1973).

Ведущей формой переноса металлов является конвективный, представляющий собой течение растворов макрообъемами по системе сообщающихся пор и трещин. Устойчивые трещинные и поровые проводники, хотя и характеризуются меняющимися в широком диапазоне значений пористостью и проницаемостью, представляют собой стабильную часть рабочей зоны. В то же время в процессах рудо- и ореолообразования не меньшее значение имеет также и мобильная система проводни-

ков, состоящая из трещин и пор, исчезающих, возникающих или меняющихся место и характер в ходе этих процессов. К стабильной системе можно применять те модели и формулы, которые обычно используются при расчетах конвективного массопереноса в капиллярно-пористых средах. Мобильную часть зоны можно представить в виде струйной системы массообмена со струями, меняющими по ходу процесса или от точки к точке местоположение, конфигурацию, взаимосвязи, локальные направления и интенсивность движения. Все это дает возможность установить движение растворов и массоперенос в мобильной зоне с турбулентным течением жидкости, для которого характерны неупорядоченные движения отдельных элементарных объемов, поперечные смещения струй по общему сечению потока, сложные движения объемов и т. д.

Можно представить по крайней мере три модели сочетания стабильной и мобильной систем массопереноса (Поспелов, 1973) при ореоло- и рудообразовании (рис. 4 в статье Л. В. Таусона — см. наст. сборник): а) зона ввода и дренажная зона разделены рабочей зоной псевдотурбулентного переноса. Соответствует случаю, когда растворы по устойчивым трещинам или поровым проводникам подводятся к рабочей зоне с одного края и отводятся с другого, в пределах рабочей зоны их нет; б) зона ввода и дренажа непосредственно переходят друг в друга. В месте перехода к сквозной стабильной зоне примыкает зона псевдотурбулентного переноса, сложно сочетающегося с переносом по сквозной зоне. Это может происходить в случае, когда в зоне отложения унаследуются старые трещины и связные системы макропор, обеспечивающие сквозной устойчивый транзит растворов; в) сквозная транзитная зона представляет собой устойчивую трещину, около которой развивается околотрещинный метасоматоз и ореолообразование путем продвижения от нее фронта замещения, оставляющего после себя метасоматит или руду со стабилизированной пористостью.

Эти модели характеризуют собой элементарную ячейку ореольного пространства, модуль ореоло-рудоотложения. В конкретных условиях отдельных месторождений подобные ячейки могут неоднократно повторяться в пространстве и многообразно комбинироваться. Любые конкретные проявления процесса в малых или больших масштабах можно свести кенным или схожим моделям. Характерным примером резко контрастного сочетания движения растворов по многочисленным сквозным трещинам и порам в межтрещинном пространстве может служить одно из пегматитовых полей Сибири (рис. 1).

Движущей силой рудообразующих растворов является градиент давления. В то же время рабочая зона ореолообразования характеризуется гетерогенностью давления. Общий градиент в ее пределах осложняется возникновением вторичных напоров и перепадов. В частности, вытекание растворов из трещин в поровые пространства и, наоборот, дренирование трещинами растворов из пористых сред вызывают локальные перепады давления, что непосредственно следует из общепринятых законов гидродинамики. Следует учитывать также гетерогенность горного давления и, вероятно, широко распространенное в описываемых условиях явление конвективного переноса с гидоразрывом, как точечно-рассеянным, увеличивающим проницаемость влажной массы за счет развития дополнительных сквозных канальных систем, так и линейным, ведущим к возникновению, росту и расширению трещин.

Весьма сложной, таким образом, по своему внутреннему строению среде ореоло- и рудообразования перенос металлов и прочих компонентов растворов, наряду со сквозной, достаточно интенсивной фильтрацией, совершается также с помощью других процессов, главным образом различных диффузионных механизмов. Участие диффузии в формировании ореолов и рудных тел несомненно. Однако в данном случае диффузию нельзя сводить к простейшим представлениям и расче-

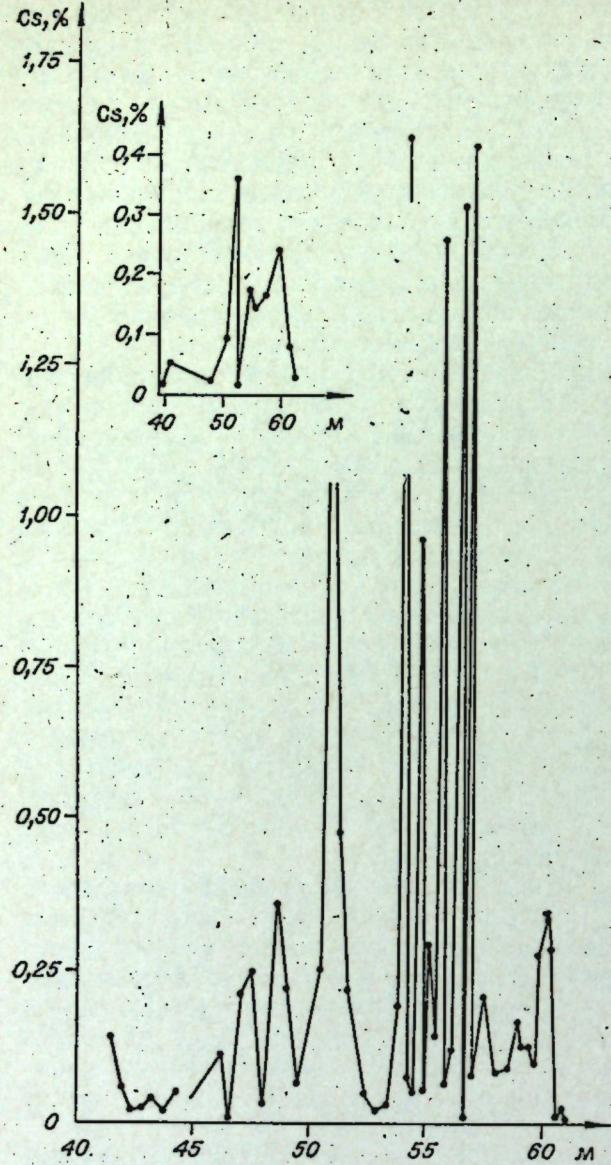


Рис. 1. Резко контрастное распределение цезия в ореольном пространстве — отражение трещинно-порового механизма формирования ореолов.

ческих процессах в общем и в рудообразовании в частности. Но, представляя себе суммарный эффект всех тех реальных процессов, которые неизбежно проявляются при формировании ореолов, и опираясь, например, на моделирующие опыты А. С. Лапухова (1971) и Г. Л. Поспелова (1973), можно прийти к более оптимистическому выводу.

Довольно многочисленные опыты, моделирующие фильтрацию растворов через пористые горные породы, позволили выявить и изучить так называемый фильтрационный эффект — явление дифференциального перемещения компонентов сложного рудообразующего раствора, при котором не только растворенное вещество и растворитель имеют различную скорость перемещения, но и разные ионы. (Овчинников, 1965; Жариков, 1967; Kharaka, Beggy, 1973). Фильтрационный эффект как суммарный результат ряда явлений, частично указанных выше, имеет существенное значение в формировании ореолов и рудных тел и в проявлении в них контрастной зональности.

там; в реальных условиях она политипна и полигенна, т. е. всегда носит комбинированный характер. Реальная диффузия — комплексный процесс, включающий естественные (концентрационная диффузия) и принудительные механизмы (термодиффузия, электродиффузия, влияние гравитации), эфузию (кнудсеновское течение), активированную диффузию, особенно эффективную в горных породах, пропитанных водой, осмотические явления. В этих условиях, особенно при более высоких температурах, одновременно могут проявляться и конкурировать механизмы межзерновой, поверхностной и объемной диффузии.

Экспериментальному исследованию диффузионного массопереноса сквозь водонасыщенные горные породы посвящен ряд работ (Duffel, 1937; Garrels et al., 1949; Wehrenberg, Silverman, 1965; Лапухов, 1971; Ковалев, 1971; Поспелов, 1973). Однако этот вопрос мало изучен, и среди многих геологов существует мнение, основанное лишь на законах концентрационной диффузии, о весьма ограниченной ее роли в геологи-

Во всех месторождениях длительное минералообразование как в рудных телах, так и в ореолах протекает в условиях закономерного изменения свойств растворов, происходящего одновременно с понижением температуры. Изменения в растворах и осаждение могут быть следствием самых различных процессов с взаимодействием частиц внутри раствора, растворов между собой, раствора с вмещающей породой или с ранее образованными минералами и т. п., вызванным большим числом физико-химических, химических, физических факторов. Поскольку эти факторы вызывают одно и то же явление, очень редко удается определить какую-то одну исключительную причину осаждения. Это не говоря о снижающейся температуре, которая в большинстве случаев является неизбежной первопричиной последовательного минералоотложения в месторождениях. Для большинства сульфидных минералов, например, это общепринято (Skinner, Barton, 1973).

Все изложенное подчеркивает, что ореоло- и рудообразование представляет собой результат весьма сложного сочетания многих параллельных и последовательных процессов. К нему нельзя применить готовые схемы физической химии, описывающие одну какую-либо сторону. Геологические наблюдения и факты вскрывают закономерности состава и строения ореолов и рудных тел; раскрытию механизмов их формирования может способствовать экспериментальное моделирование с изучением результирующих параметров в пределах геологических ограничений.

Сравнительное изучение эндогенных рудных месторождений, различных по промышленному металлу, происхождению и геологическим условиям образования, обнаруживает удивительную стандартность рудообразующего раствора, постоянство его анионного состава и свойств, что свидетельствует о весьма узком диапазоне изменений физико-химических параметров рудообразования во времени и пространстве, оказывающихся к тому же мало зависимыми от геологической среды (Овчинников, 1967; Барис, Чаманский, 1970; Skinner, Barton, 1973). Такое заключение в первую очередь основывается на минеральном составе рудных тел и зон окорудных изменений, а также на составе газовождий включений. Ярким фактом является также поразительная однотипность геохимических ореолов, окружающих рудные тела и залежи.

Как известно, наиболее важной особенностью первичных геохимических ореолов является их зональность, которая выражается в закономерном изменении в пространстве качественных и количественных параметров. Зональность ореолов может проявляться в любом сечении объемной фигуры, но больше всего она контрастна в направлении движения рудообразующих растворов и обусловлена дифференциальным расположением элементов вдоль оси этого движения. В большинстве случаев можно говорить о вертикальной зональности с преимущественным накоплением одних ассоциаций элементов в головных частях ореолов, а других — в тыловых (Овчинников и др., 1973).

Для различных по составу и происхождению гидротермальных месторождений на сульфидной основе устанавливается качественно близкая зональность, которая в обобщенном виде может быть представлена единственным реальным рядом наиболее распространенных элементов-индикаторов (в направлении движения растворов — от подрудных сечений к надрудным): W—Be—Sn_{6x}—Mo—Co—Ni—As_{nn}—Bi—Cu_x—Sn_{er}—Zn—Pb—Ag—Cu_{6x}—As₆—Sb—Ba—Hg.

Нетрудно видеть, что эта зональность ореолов повторяет давно известную внутреннюю зональность рудных тел, а также подмеченную Эммонсом зональность регионального размещения месторождений. Зональности рудных тел и ореолов однотипны и обусловлены одними и теми же причинами. Зональное строение и размещение месторождений — важнейшая как в практическом, так и в теоретическом плане закономерность,

которая издавна привлекала внимание геологов (Смирнов, 1965). Как известно, по этому вопросу существует обширная литература с попытками дать теоретическое обоснование зональности.

Не вызывает сомнений, что вертикальная зональность рудных тел и ореолов — зональность отложения, связанная с изменением внутреннего равновесия рудообразующего раствора. Исходя из изложенных выше предпосылок, можно предполагать, что наиболее вероятным механизмом отложения является осадочно-хроматографический, осложненный, однако, на своем исходном этапе особенностями внутреннего строения и состава растворов. Наиболее простой фактор — растворимость сульфидов в воде, к сожалению, совершенно не определяет их зонального отложения и даже зачастую в этом случае наблюдается последовательность, обратная природной. Это обусловлено тем, что перенос металлов в рудообразующих растворах, как это сейчас стало уже общепризнанным (Овчинников и др., 1964; Барис, Чаманский, 1970), осуществляется в виде комплексных соединений, характеризующихся высокой растворимостью и устойчивостью, а также прочими свойствами, резко отличающими их от коллоидных и простых ионных соединений, на которых обычно строятся различные термодинамические расчеты и делаются далеко идущие выводы. Г. Л. Барис и Г. К. Чаманский (1970) весьма категорично подчеркивают, что единственной возможностью эффективной концентрации большинства металлов в гидротермальных месторождениях является перенос их в виде комплексных ионов и молекул. Зональная последовательность рудоотложения остается одинаковой в широком интервале температур, давлений и геологических условий в связи именно с тем, что осаждающиеся металлы находятся в растворе в виде комплексов с очень близкими термодинамическими свойствами и стехиометрией. Если стехиометрия была бы различна, то такие металлокомплексы по-разному реагировали бы на изменение давления, температуры, концентрации, pH и другие факторы; порядок их осаждения должен был бы несомненно изменяться в зависимости от условий осаждения и вызывающих его причин (Барис, Чеманский, 1970). Все сказанное относится и к первичным ореолам.

Таким образом, можно с большой долей вероятности утверждать, что зональность рудных тел и ореолов определяется разной устойчивостью комплексов, в виде которых переносятся металлы в растворах. Относительную устойчивость комплексов с ковалентной связью можно рассчитать, используя рассуждения и методику К. Б. Яцимирского (1951). К оценке изменения энтропии при реакциях комплексообразования в водном растворе можно подойти следующим образом. При реакции $M_{\text{вод}}^{z+} + nA_{\text{вод}} = [MA_n]_{\text{вод}}^{\text{+}}$ (M^{z+} — центральный ион, A — лиганд) изменение энтропии равно

$$\Delta S = S_k - S_m - nS_a,$$

где S_k , S_m , S_a — энтропии в водном растворе соответственно комплексного иона, центрального иона и лиганда.

Поскольку с увеличением радиусов возрастают энтропии всех ионов, радиусы же простых и комплексных ионов с одними и теми же лигандами изменяются симбатично, можно думать, что для данного ряда однотипных комплексных ионов разность $S_k - S_m$ остается примерно постоянной. Величина nS_a также постоянна в ряду однотипных ионов, поэтому и изменение энтропии при образовании однотипных комплексных ионов должно быть примерно постоянным. Следовательно, между изменением свободной энергии и тепловым эффектом реакции комплексообразования в рядах однотипных ионов существует простая связь $\Delta H = \Delta Z + \text{const}$, где $\text{const} = T\Delta S$.

Учитывая предполагаемую симбатию в изменении ΔH и ΔZ для однотипных процессов комплексообразования, к оценке факторов, определяющих устойчивость комплексных ионов, можно подходить, используя термохимические данные. При образовании комплексного иона с ковалентной связью происходит заполнение электронных уровней иона комплексообразователя и в энергетическом отношении центральный атом приближается к состоянию свободного газообразного атома металла. В связи с этим, по К. Б. Яцимирскому (1951), изменение энергии при процессе $M_{\text{вод}}^{z+} \rightarrow M_{\text{газ}}$ может до известной степени характеризовать тенденцию данного иона к образованию прочных ковалентных связей, в том числе и к образованию комплексных ионов с донорно-акцепторной связью.

Изменение энергии при рассматриваемом процессе представляет собой разность между потенциалом ионизации данного атома и теплотой гидратации образующегося иона, которая и может служить показателем устойчивости комплексов. В таблице даны значения этого показателя. Как указывает К. Е. Яцимирский, сопоставление этих данных с данными по изменению свободной энергии (вычисленной из констант устойчивости) тиосульфатных, галогенидных и роданидных комплексов двухзарядных ионов показывает, что обе величины изменяются симбатично и ряд устойчивости подобных комплексов совпадает с рядом по указанной выше разности. Таким образом, выведенные К. Б. Яцимирским ряды могут быть использованы для предсказания существования комплексов в тех случаях, когда они не были обнаружены, и для оценки их устойчивости в тех случаях, когда они известны.

Нетрудно заметить, что зональная последовательность отложения металлов в ореолах и рудных телах во многом совпадает с рядами устойчивости их комплексов, оцененной показателем таблицы.

На последнее обстоятельство обратил внимание Г. Л. Барис (Barns, 1962; Барис, Чаманский, 1970), рассчитавший по методике К. Б. Яцимирского так называемый фактор стабильности комплексов — $D_{\text{компл}}$. Полученные Г. Л. Барисом цифры подтверждают ряд устойчивости комплексов в пределах одного лиганда, полученный К. Б. Яцимирским.

	Hg	Cd	Pb	Cu	Zn	Sn	Ni	Fe	Co	Mn
$D_{\text{компл}}$	227	156	154	134	132	126	83	82	81	78
Показатель К. Б. Яцимирского	228	159	156	137	136	—	97	86	93	82

Решающая роль комплексообразования в зональном распределении металлов в ореолах может быть проиллюстрирована нашими (Овчинников и др., 1972) простыми опытами. Было произведено экспериментальное изучение взаимодействия в динамических условиях хлоридных и нит-

Ион	Показатель устойчивости	Ион	Показатель устойчивости	Ион	Показатель устойчивости
Au ⁺	68	Cd ²⁺	159	Sr ²⁺	43
Ag ⁺	57	Pb ²⁺	156	Ba ²⁺	35
Cu ⁺	(36)	Cu ²⁺	137	Ca ²⁺	34
Rb ⁺	23	Zn ²⁺	136	Bi ³⁺	290
Cs ⁺	22	Ni ²⁺	97	Co ³⁺	231
K ⁺	20	Co ²⁺	93	Fe ³⁺	197
Na ⁺	18	Fe ²⁺	86	Cr ³⁺	151
Li ⁺	-2	Mn ²⁺	82	Al ³⁺	121
Hg ²⁺	228	Mg ²⁺	57	La ³⁺	37

ратных растворов ряда тяжелых металлов с полиминеральными колонками. Однородная смесь в колонке наполовину состояла из кварца — 5 вес.%, микроклина — 20, плагиоклаза — 15 и биотита — 10 вес.%, т. е. компоненты находились в соотношении, приближенно соответствующем среднему составу изверженных пород по Барту. Остальные 50% смеси были представлены пиритом и пирротином, взятыми в качестве буфера для поддержания активности серы в ходе опытов на постоянном уровне. Использовались 4 М растворы либо нитрата, либо хлорида натрия с содержанием металлов 0,1 М и ниже. Опыты проводились при комнатной температуре в стеклянных ионообменных колонках с отношением ширины к длине 1 : 10. Скорость протекания раствора составляла 10 мл/ч.

Во всех опытах отчетливо наблюдалось разделение металлов, обусловленное осаждением их в виде сульфидов в условиях, когда активность серы поддерживалась на постоянном уровне за счет пирит-пирротинового буфера. В случае некомплексного нитратного раствора осадочно-хроматографический эффект контролировался различиями в производимых растворимости соответствующих сульфидов, в результате чего наступил определенный ряд уменьшения сродства металлов к твердой фазе колонки, ряд последовательности отложения, отвечающий возрастанию растворимости соответствующих сульфидов и, как видно из рис. 2, совершенно не совпадающий с рядом реальной зональности ореолов и рудных тел.

При использовании хлоридных растворов характер разделения металлов в колонке за счет комплексообразования становится противоположным. Суммарный эффект хлоридных комплексов, связанный с различным сродством к сере и с различной устойчивостью, приводит к такой же зональной последовательности отложения двухвалентных металлов, которая наблюдается в ореалах и рудных телах (см. рис. 2). И только висмут занимает иное положение, образующий в природных растворах, вероятно, иные более сложные комплексы, чем это было в эксперименте.

Рассмотренный выше фактор стабильности комплексов не зависит от типа лиганда, т. е. в общем случае оказывается не столь существенным, в виде каких именно комплексных соединений будут переноситься металлы. Это весьма важно при многообразии возможных типов комплексов и обилии существующих представлений о том, в виде каких соединений переносятся те или иные металлы в растворах. Большинство исследователей предполагает, что металлы рудообразующими растворами переносятся преимущественно в виде хлоридных или же сульфидных комплексов.

В последнее время Б. Дж. Скиннер и П. Б. Бартон (Skinner, Barton, 1973), примиряя эти крайние представления, сделали попытку представить, в каких условиях будет иметь доминирующее значение тот или другой лиганд (рис. 3). Как следует из диаграммы рис. 3, комплекс $ZnCl_2$ будет иметь достаточную концентрацию ($\geq 0,7\%$ Zn) лишь тогда, когда активность HS^- будет ниже 10^{-10} . Защитники хлоридных комплексов находят, что проблемой скорее является недостаток сульфидов, чем недостаток металлов в растворе. Единственным путем реше-

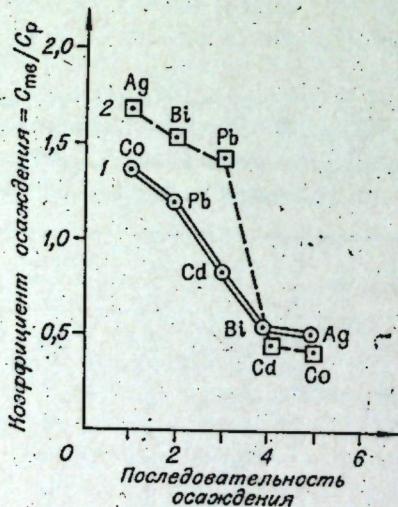


Рис. 2. Последовательность осаждения металлов из хлоридного (1) и нитратного (2) растворов (по Л. Н. Овчинникову, Н. Ф. Челищеву и Н. В. Наджаряну, 1972).

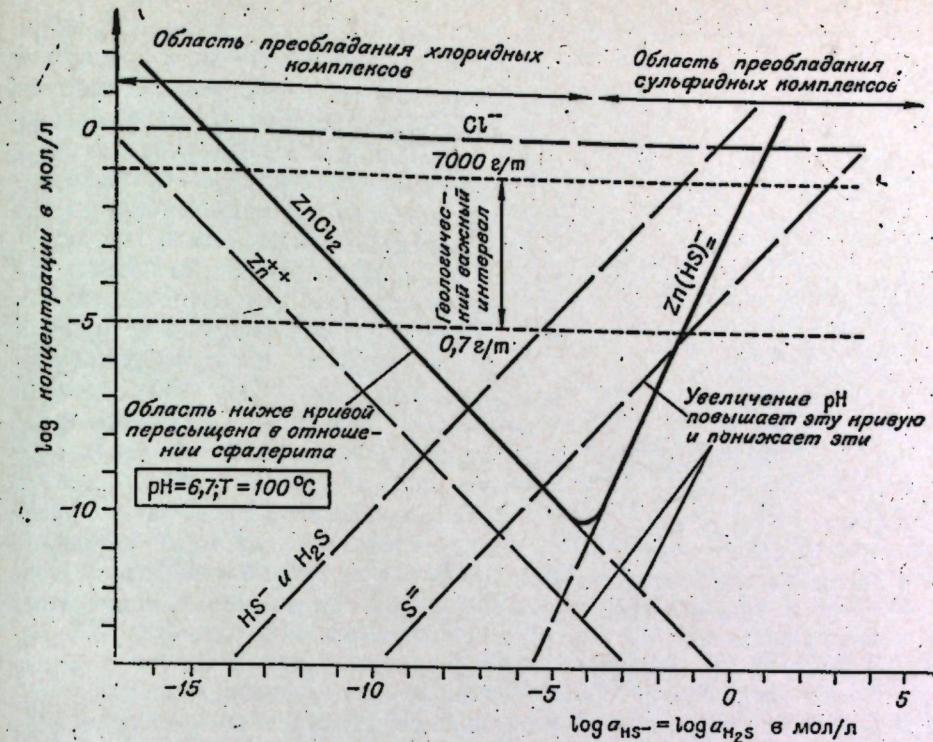


Рис. 3. Поля преобладания хлоридных и сульфидных комплексов цинка. Условия: активность хлорида 10^0 , температура 100°C , $\text{pH}=6,7$, обусловленная буфером $HS^- - H_2S$. По Б. Дж. Скиннеру и П. Б. Бартону (Skinner, Barton, 1973).

ния этой проблемы является внесение сульфата и восстановление его до сульфида для осаждения ZnS . Подтверждением этого весьма важного вывода Б. Дж. Скиннера и П. Б. Бартон могут, в частности, служить такие соображения.

Если рассматривать условия образования широко распространенных месторождений колчеданной формации, то обязательное присутствие больших масс ангидрита в подрудных частях многих месторождений исключает возможность переноса металлов в виде сульфидов. В отличие от большинства минералов, растворимость ангидрита с понижением температуры значительно увеличивается (рис. 4). Его наличие в нижних горизонтах ореольного пространства свидетельствует, что окисленная сера может присутствовать в гидротермальных растворах при высоких температурах без какой-либо связи с зоной близповерхностного окисления. Как показал Г. Д. Холланд (1970), если растворы обладают составом, равновесным по отношению к пирротину, пириту и магнетиту, то исчезновение SO_2 из них главным образом может быть связано с реакцией $4SO_2 + 4H_2O \rightleftharpoons H_2S + 3H_2SO_4$. При этом значительная часть сульфата удалится из раствора в результате прямого осаждения ангидрита: $CaCl_2 + H_2SO_4 \rightleftharpoons CaSO_4 + 2HCl$, а образующийся при этом H_2S приведет к возникновению сульфидных комплексов металлов за счет разрушения хлоридов $PbCl_2 + H_2S \rightleftharpoons PbS + 2HCl$. При соответствующем снижении температуры наступит осаждение сульфидов в последовательности, отвечающей степени устойчивости сульфидных комплексов.

Потеря SO_2 растворами и осаждение ангидрита должно в основном завершиться при 400°C (Холланд, 1968, 1970). Поэтому в собственно колчеданных телах ангидрит почти не наблюдается. В более высокотемпературных медно-порфировых месторождениях ангидрит — более обычный минерал. Но и здесь он, также свидетельствуя о наличии в растворах окисленной серы, тяготеет к внутренней, более высокотемпературной зоне (Lowell, Gilbert, 1970).

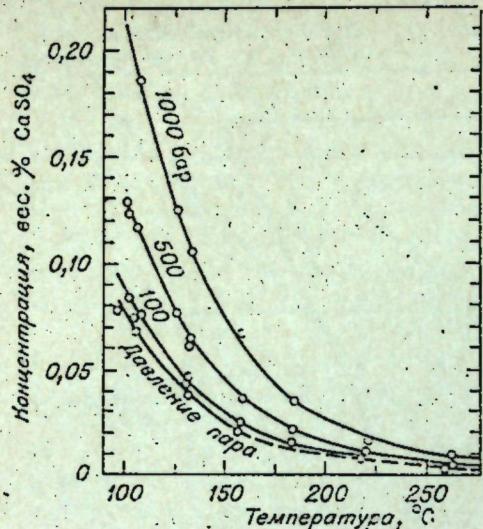


Рис. 4. Растворимость ангидрита в воде (по Г. Д. Холланду, 1970).

результате разрушения которых возможно образование этих минералов.

Существенное значение для усиления контрастности зональности ореолов имеют также и физико-химические факторы, суммарное действие которых может быть выражено через фильтрационный эффект (Овчинников, 1965).

Как следует из теоретических основ хроматографического анализа (Ольшанова и др., 1968), увеличение концентрации осадителя (в наших условиях это H₂S или иные формы нахождения серы), не оказывая влияния на порядок распределения зон, приводит к увеличению плотности осадка, уменьшению длины зоны осаждения и к улучшению разделения. Но это в определенных пределах; наиболее четкому разделению отвечает какая-то оптимальная концентрация осадителя (рис. 5), с дальнейшим ее увеличением длина зоны и плотность осадка меняются незначительно. При чрезмерной концентрации осадителя наблюдается ухудшение разделения и неравномерное распределение осадка по длине зоны. Уменьшение концентрации осадителя ниже определенного предела приводит к расплыванию зон и формированию нечеткой хроматограммы, т. е. к отсутствию нужного разделения. И тот, и другой случай наблюдается и в природных условиях. Первый относится к формированию рудных тел, сложенных сплошными массивами рудами с действительно весьма нечеткой зональностью и неравномерным распределением рудообразующих сульфидов (пирита, халькопирита, галенита, сфалерита). Второй случай характеризует зоны так называемой рассеянной минерализации, в которых зональность распределения металлов отсутствует.

Изменение концентрации осаждающихся металлов приводит к прямо пропорциональному изменению протяженности зон осаждения (рис. 6), плотности осадка, резкости границ между зонами. Непропорциональное изменение концентрации образующих ореол или

таким образом, главенствующей, если не единственной, формой нахождения металлов в рудообразующем растворе являются комплексные соединения. Эти комплексы должны быть универсальны и стандартны не только по составу, но и по стехиометрии. Устойчивость комплексов, наряду с другими важными закономерностями рудоотложения, определяет зональность как рудных тел, так и ореолов. В этом случае универсально действующий осадочно-хроматографический механизм разделения в конкретных условиях ореоло- и рудоотложения регулируется уже не просто произведениями растворимости осаждающихся сульфидов, а более сложным сочетанием их растворимости с устойчивостью комплексов металлов в растворе, в результате разрушения которых возможно образование этих минералов.

Существенное значение для усиления контрастности зональности ореолов имеют также и физико-химические факторы, суммарное действие которых может быть выражено через фильтрационный эффект (Овчинников, 1965).

Как следует из теоретических основ хроматографического анализа (Ольшанова и др., 1968), увеличение концентрации осадителя (в наших условиях это H₂S или иные формы нахождения серы), не оказывая влияния на порядок распределения зон, приводит к увеличению плотности осадка, уменьшению длины зоны осаждения и к улучшению разделения. Но это в определенных пределах; наиболее четкому разделению отвечает какая-то оптимальная концентрация осадителя (рис. 5), с дальнейшим ее увеличением длина зоны и плотность осадка меняются незначительно. При чрезмерной концентрации осадителя наблюдается ухудшение разделения и неравномерное распределение осадка по длине зоны. Уменьшение концентрации осадителя ниже определенного предела приводит к расплыванию зон и формированию нечеткой хроматограммы, т. е. к отсутствию нужного разделения. И тот, и другой случай наблюдается и в природных условиях. Первый относится к формированию рудных тел, сложенных сплошными массивами рудами с действительно весьма нечеткой зональностью и неравномерным распределением рудообразующих сульфидов (пирита, халькопирита, галенита, сфалерита). Второй случай характеризует зоны так называемой рассеянной минерализации, в которых зональность распределения металлов отсутствует.

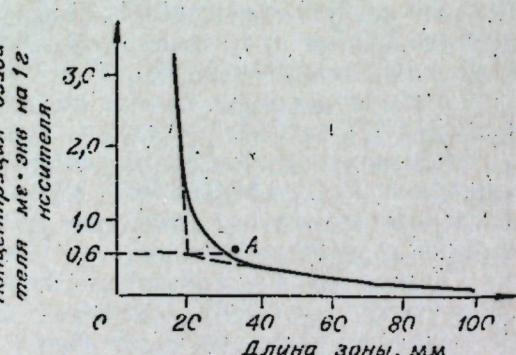


Рис. 5. Зависимость длины зоны Co₃(PO₄)₂ от концентрации осадителя Na₂HPO₄ (по К. М. Ольшановой и др., 1968). Точка А — оптимальная концентрация осадителя.

рудное тело металлов может привести к потере зоны осадка, занимающего промежуточное положение и имеющего наименьшую концентрацию, и даже к изменению порядка зональности. Увеличение температуры, а также скорость фильтрации растворов приводят к возрастанию длины зоны и к уменьшению резкости между ними.

Осадочно-хроматографический механизм формирования ореолов и рудных тел сопровождается таким характерным явлением, как ритмическое отложение осаждающихся минералов. Ритмические структуры в рудных месторождениях известны давно, изучались рядом исследователей с эффектным экспериментальным воспроизведением. В последнее время ритмическое отложение установлено Э. Н. Барановым и при образовании геохимических ореолов некоторых колчеданных месторождений Урала и Алтая.

Таковы основные, самые общие соображения о механизме формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел. Следующим этапом исследований в этом направлении должен стать пространственно-статистический анализ параметров ореолов различных элементов, образованных в связи с месторождениями разных морфогенетических типов, что, безусловно, позволит получить более строгое теоретическое обоснование описанного механизма, а также одновременно и новую информацию, способствующую более глубокому раскрытию условий рудообразования в целом.

ЛИТЕРАТУРА

- Барин Г. Л., Чаманский Г. К. Растворимость и перенос рудных минералов.— В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Бартон П. Б., Б. Дж. Скиннер. Устойчивость сульфидных минералов.— В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Жариков В. А. Экспериментальное и теоретическое исследование фильтрационного эффекта. III. Электрокинетический механизм и возможная геохимическая роль.— В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физ.-хим. петрологии. М., «Наука», 1967.
- Ковалев Г. Н. О диффузии по границам зерен в горной породе в присутствии воды.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 6.
- Лапухов А. С. Диффузионный перенос свинца и цинка сквозь водонасыщенные горные породы.— В кн.: Физика и физико-химия рудообразующих процессов. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Овчинников Л. Н. Аспекты и методы изучения эндогенного рудообразования.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 6.
- Овчинников Л. Н. Механизм и термодинамические условия магматогенного рудообразования.— «Геол. рудных месторожд.», 1967, т. 9, № 5.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н. Зональность первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений и их поисковое значение.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1973, № 10.
- Овчинников Л. Н., Челищев Н. Ф., Наджарян В. Н. Возможные физико-химические факторы дифференциации металлов при рудообразовании.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972.
- Овчинников Л. Н., Шляпников Д. С., Шур А. С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании.— В кн.: Проблемы генезиса руд. Материалы МГК. XXII сессия. М., «Недра», 1964.
- Ольшанова К. М., Копылова В. Д., Морозова Н. М. Осадочная хроматография. М., «Наука», 1968.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск, «Наука», 1973.

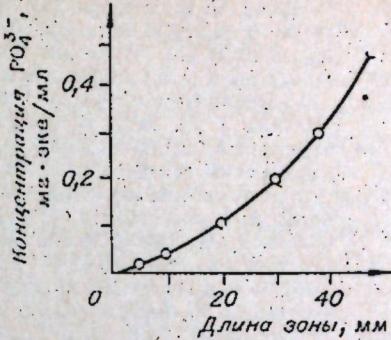


Рис. 6. Зависимость длины зоны осадка FePO₄ от концентрации PO₄³⁻ в растворе (по К. М. Ольшановой и др., 1968).

- Смирнов В. И. Региональная и локальная эндогенная рудная зональность.—В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. II. Прага, 1965.
- Холланд Г. Д. Некоторые приложения термохимических данных к проблемам рудных месторождений. Минеральные ассоциации и состав рудообразующих флюидов.—В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М., «Мир», 1968.
- Холланд Г. Д. Жильные минералы в гидротермальных месторождениях.—В кн.: Геохимия рудных месторождений. М., «Мир», 1970.
- Яцимирский К. Б. К вопросу об изменении свободной энергии и энтропии при реакциях комплексообразования.—ЖФХ, 1951, т. XXV, вып. 2.
- Barns H. L. Mechanisms of mineral zoning.—“Econ. Geol.”, 1962, vol. 57, № 1.
- Garrels R. M., Dlever R. M., Howland A. L. Diffusion of ions through intergranular spaces in water-saturated rocks.—“Bull. Geol. Soc. Amer.”, 1949, vol. 66, № 12.
- Duffel S. Diffusion and its relation to ore deposition.—“Econ. Geol.”, 1937, vol. 32.
- Kharaka G. K., Berry F. A. F. Simultaneous flow of water and solutes through geological membranes.—“Experimental investigation. Geochim. et Cosmochim. Acta”, 1973, vol. 37, № 12.
- Lowell I. D., Gilbert J. M. Lateral and vertical alteration-mineralisation zoning in porphyry ore deposits.—“Econ. Geol.”, 1970, vol. 65, № 4.
- Skinner B. J.; Barton P. B. Genesis of mineral deposits.—“Annual Rev. Earth and Planet. Sci.”, 1973, vol. 1, Palo Alto.
- Wehrenberg I. P., Silverman A. Studies of the base metal diffusion in experimental and natural systems.—“Econ. Geol.”, 1965, vol. 60.

А. А. ТЫЧИНСКИЙ

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА И ПРОБЛЕМА НЕОДНОРОДНОСТИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

Вопрос о неоднородности состава и строения рудного вещества, имеющий важное теоретическое и прикладное значение, давно привлекает внимание геологов. В особенностях строения и состава руд многих месторождений нередко зафиксирован тип неоднородности, вызываемый постоянным стремлением к пространственной дифференциации минерального вещества, которая в отличие, например, от магматических пород завершается в конечном счете почти полным фракционированием рудных и жильных минералов и разделением их на мономинеральные скопления. Причины, приводящие к такой неоднородности, отмеченные еще А. Г. Бетехтиным (1953), продолжают оставаться предметом изучения (Кормилицын, Щеглов, 1969).

В процессе изучения руд вместе с тем обращает на себя внимание иная неоднородность, связанная с рудами, в образовании которых принимали участие не один источник рудного вещества, а два или более, и формирование которых занимает, как правило, значительные отрезки геологического времени. С неоднородностью этого типа мы сталкиваемся всякий раз, изучая руды сложного генезиса. Это прежде всего стратиграфические месторождения (полигенные и полихронные образования), а также месторождения других типов, испытавшие влияние разного рода геологических процессов, активизировавших рудное вещество и приводящих к его смешению.

Неоднородность состава руд в процессе их изучения мы обнаруживаем, используя тонкие геохимические и, в частности, изотопные методы исследования. Более того, нам представляется, что те неоднородности состава рудного вещества, которые вызываются участием в рудном процессе нескольких источников, различных по происхождению, могут быть проанализированы и определенным образом интерпретированы именно на уровне изучения изотопного состава этого вещества.

На протяжении ряда лет нами проводились исследования, связанные с изучением изотопного состава рудных свинцов разнотипных и

разновозрастных месторождений ряда регионов окладчатого обрамления Сибирской платформы. Данные, полученные, в частности, для месторождений Алтас-Саянской области, показали (Кляровский и др., 1967; Шипилов и др., 1968), что абсолютный возраст рудных свинцов в большинстве случаев находится в соответствии с их геологическим возрастом. Было констатировано при этом, что в общем виде эти данные отражают развивающиеся В. А. Кузнецовым (Кузнецов, 1966; Кузнецов и др., 1966) и Ю. А. Кузнецовым (1960), представления о направленно-полициклическом развитии тектоники, магматизма и эндогенной металлогении Алтас-Саянской металлогенической провинции. Результаты изучения изотопного состава рудных свинцов из месторождений других регионов Сибири (Западное и Восточное Забайкалье и Северо-Восток СССР) также отразили тенденцию синхронности геологических событий и времени вовлечения вещества в рудный процесс (Тычинский, Сотников, Шипилов, 1972; Тычинский, Загрузина, Шипилов, 1973; Косалс и др., 1973).

Не все вычисленные цифры уверенно могут быть увязаны с геологическими данными. Интерпретация результатов изотопных исследований основывается на представлении о том, что изотопный состав элементов руд в той или иной степени наследует и сохраняет изотопный состав элементов рудопроизводящих источников (материнских магматических очагов, вмещающих пород и т. п.). Однако исследования в области общей геологии изотопов свинца показывают, что реальный состав свинца пород и руд нередко отличается от теоретического, соответствующего возрасту содержащих этот свинец пород и руд. При этом стало очевидным, что эти свинцы могут дать ценные сведения при решении некоторых спорных вопросов генезиса рудных месторождений (Холмс, Расселл, Фаркуар, Эбъэрхард, Гейсс, Виноградов, Тугаринов, Кахен и др.). Имеющиеся в литературе сведения, в том числе результаты наших наблюдений, позволяют считать такого рода свинцы (аномальные свинцы) наиболее информативными при решении вопроса источника рудного вещества, истории формирования месторождения и, соответственно, при решении вопроса о характере состава вещества, его неоднородности. Эта неоднородность состава вещества вытекает из самой природы аномального свинца.

Установлено, что основными причинами, которые изменяют изотопные соотношения природных свинцов и, таким образом, обусловливают появление аномальных свинцов, являются возможный захват рудоносными растворами, просачивающимися через толщи пород более древнего свинца этих пород, и «загрязнение» образцов конечными продуктами распада урана 238, 235 и тория 232 (радиогенные изотопы свинца 206, 207 и 208). Еще Холмсом (Holmes, 1947) было показано, что источником свинцовых руд может быть свинец из пород плюс свинец из более древних руд или что свинцовые руды могли произойти из источника, добавка радиоактивных элементов к которому произошла после возникновения источника, но до рудообразования. Соответственно эти два основных типа аномалий Гаутерманом (Eberhardt, Geiss, Houtermans, 1955) были названы *B*-типом (видимый или кажущийся возраст древнее возраста вмещающих пород) и *G*-типом, образование которого в отличие от обычного свинца происходило в обстановке избыточных соотношений урана и тория (видимый или кажущийся возраст моложе, чем возраст вмещающих пород).

Изотопные определения свинцов галенитов многочисленных эндогенных разнотипных и разновозрастных месторождений Сибири показывают, что значительная их часть должна быть интерпретирована на основе представления о развитии свинца в двух или более урановых и ториевых системах. Другими словами, рудное вещество таких месторождений неоднородно по составу, что связывается с образованием

свинца, исходя из многостадийной модели. Источник вещества в этом случае является полигенным.

Интересные данные, характеризующие неоднородный состав рудного вещества и связанные с аномалиями «омоложения» рудных свинцов, получены при анализе ряда месторождений Алтая-Саянской рудной провинции и Западного Прибайкалья.

Характерное для рудных свинцов Юго-Восточного Алтая, Восточной и Западной Тувы повышенное содержание радиогенных изотопов легко объяснимо, если принять во внимание, что вмещающие оруденение толщи, в том числе породы магматического происхождения, характеризуются повышенным урано-ториевым фоном. Материалы по среднему содержанию урана и тория в породах интрузивных комплексов Тувы, полученные на основании люминесцентных и радиохимических анализов, а также результатов многочисленных измерений гамма-активности горных пород и аэродиагностических данных (Абрамович, 1959), свидетельствуют об определенной цикличности в геохимической истории радиоэлементов в процессе эволюции интрузивного магматизма, отражающей сложный характер геосинклинального развития этого региона. Эти данные показывают, что для пород нижнепалеозойского интрузивного цикла развития в отличие от средне-позднепалеозойского отмечается в целом повышенная относительная роль тория и увеличение торий-уранового отношения к концу первого цикла. Эти данные свидетельствуют не только об относительно повышенной геохимической роли тория для интрузивного магматизма поздних стадий развития нижнепалеозойской геосинклинали Тувы (каледониды), но и об увеличении роли урана в герцинском этапе в смежном Юго-Восточном Алтае (юстыдский комплекс), что находится в соответствии с полученными результатами по изотопному составу рудных свинцов месторождений рассматриваемых регионов. На приводимой в опубликованной ранее работе (Шипилов и др., 1968) тройной диаграмме свинцы месторождений Юго-Восточного Алтая, в отличие от большинства других рассматриваемых районов, стоят обособленно, особенно в пределах ошибки ± 0 . Возраст свинца, вычисленный разными методами и по разным отношениям, колеблется от мезозойского до современного, что также указывает на некоторую аномальность в том смысле, что не может быть объяснено простыми моделями. Определения изотопного состава рудных свинцов ряда месторождений Юго-Восточного Алтая, выполненные другими исследователями масс-спектрометрическим методом, также отчетливо указывают на существование аномалий подобного типа.

Показательными в отношении омоложения возраста оруденения за счет возможного обогащения рудных свинцов радиогенными изотопами и, следовательно, неоднородными по составу, произошедшими из нескольких источников, являются галениты Натальевского скарново-золоторудного месторождения (Кузнецкий Алатау).

Оруденение Натальевского месторождения, судя по его геологической позиции и некоторым минералого-геохимическим особенностям руд и скарнов, генетически связано с мартайгинским интрузивным комплексом. По Г. В. Пинусу (1958), Л. В. Алабину и многим другим авторам, формирование массивов этого комплекса связывается с основной фазой складчатости, которая проявилась в верхнем кембрии или в низах ордовика, что соответствует таконской фазе каледонского цикла тектогенеза. С мартайгинским интрузивным комплексом генетически связаны также кварцево-золоторудные месторождения этого района, в том числе Центральное и Берикульское.

Возраст, рассчитанный для галенитов Натальевского месторождения, оказался равным 220 млн. лет; для галенитов Центрального и Ерикульского месторождений — 480 млн. лет (Шипилов и др., 1968).

Однако при интерпретации результатов необходимо было учесть некоторые обстоятельства геологического порядка.

Вычисление возраста для Центрального и Берикульского месторождений было проведено по результатам анализа 11 образцов галенита с двукратным определением изотопного состава свинца в каждом случае. Разброс цифр, вычисленных разными методами и по отношению различных изотопов, оказался небольшим (410—520 млн. лет). Поэтому средний возраст в 480 млн. лет можно было считать достаточно достоверным. Эта цифра хорошо согласуется и с существующими представлениями относительно времени формирования рудоносного в отношении золота мартайгинского интрузивного комплекса.

При определении возраста оруденения Натальевского скарново-золоторудного месторождения выявились значительные колебания цифр. Эти колебания мы попытались объяснить особенностями процесса рудоотложения.

Галениты Центрального и Берикульского месторождений находятся в золото-кварцевых жилах. При этом в пределах первого месторождения все они целиком располагаются непосредственно среди пород материнского интрузива. Галенитовая же минерализация в пределах Натальевского месторождения наложена на скарны, которые в основном образовались путем замещения пород вмещающей эффузивно-осадочной толщи. При этом наиболее вероятна возможность захвата радиогенных изотопов свинца при отложении галенитов из вмещающих скарновых пород. Аномальный состав свинца для отдельных проб отнесен для скарново-магнетитовых месторождений района. Повышенная радиоактивность скарнов за счет локальной урановой или ториевой минерализации известна в ряде других скарновых зон Алтая-Саянской области.

Специфическими среди сибирских свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений являются крайне неоднородные по составу рудные свинцы стратиформных свинцово-цинковых (галенит-сфалерит-флюоритовых) месторождений Прибайкальского полиметаллического пояса. По данным изотопных исследований (Тычинский, Шастин и др., 1973; Тычинский, Шипилов и др., 1975), рудный свинец этих месторождений характеризуется ярко выраженным аномальным составом (аномалии Джоплин-типа по классификации Гаутерманса), будучи продуктом смешения обычного свинца с радиогенными свинцами. Этим он резко отличается от рудных свинцов ряда известных свинцово-цинковых, колчеданно-полиметаллических и редкометально-полиметаллических месторождений смежных рудных провинций Забайкалья и других регионов складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Полученные значения G-свинцов существенно отличаются от обычного свинца цулевого модального возраста. По изотопному составу рудный свинец Прибайкальских свинцово-цинковых месторождений тождествен свинцам месторождений ряда районов США (Миссисипский тип) и Швеции (Лайсвалл-тип). На территории Советского Союза он близок свинцам стратиформных свинцово-цинковых месторождений Подольского Приднестровья (Тугаринов и др., 1960; Нечаев, 1971). Сравнительный анализ материалов по изотопии руд в породах докембрия байкальской горной области, в которых локализуются месторождения рудного пояса, в свою очередь показал, что доля радиогенного свинца неодинакова в рудах из разных зон рудного пояса. Причем отмечается тенденция корреляции изотопного состава рудного свинца с главными морфогенетическими типами оруденения. Изотопные отношения Pb^{206}/Pb^{207} свинцов в рудах жильного типа (Иликтинская и Сарминская рудные зоны, Прибайкальский прогиб) составляют 1,11—1,21. Рудный свинец месторождений, представленных пластообразными метасоматического типа рудными телами (Ульканская рудная зона, Прибайкальский прогиб), характеризуется отношением 1,30—1,40. Для оруденения Жуя-Ничатской зоны (Патом-

ский прогиб), проявленного в карбонатных породах (преобладает метасоматический тип руд), эти отношения также достаточно велики.

Изучение руд, а также анализ сравнительного распределения радиоактивных и рудогенных элементов в породах подстилающей и рудовмещающей толщ докембрия показал (Тычинский, Шастин и др., 1973), что неоднородность состава вещества заключена в полигенном характере рудного процесса. Одним из источников рудного вещества и прежде всего радиогенных компонентов и фтора следует считать породы вулканогенных комплексов Прибайкальского вулканического пояса средне-протерозойского возраста. Другим возможным источником мы считаем сингенетичные ларковые и вышекларковые концентрации ряда рудогенных элементов (свинец, медь, цинк, молибден, олово и др.) в осадочных карбонатно-терригенных толщах позднего протерозоя и рифея — венда, связанных с многоеосинклинальным этапом геотектонического развития докембрия и дальнейшим формированием Прибайкальского краевого прогиба. Процесс трансформации и смешения рудного вещества, приводящий к его неоднородности, связывается с развитием гидротермальной системы в более поздние стадии тектонической активности в краевой приплатформенной зоне байкальской складчатости.

Неоднородность состава рудного вещества может быть также связана с другим типом аномалий. Так, например, руды медно-свинцово-цинковых и барит-флюорит-сульфидных месторождений Горного Алтая характеризуются изотопным составом свинцов, отвечающим более древнему возрасту, нежели возраст оруденения, устанавливаемый геологическими методами.

Характерной особенностью месторождений медно-свинцово-цинковой рудной формации (Урсульское, Верхне-Котандинское, Кастантиńskое и др., Центральный Горный Алтай) является их приуроченность к зонам региональных тектонических нарушений типа глубинных разломов и тесная пространственно-структурная и временная связь с дайковым комплексом диабазов-порфиритов, производным основных базальтоидных магм, имеющим позднегерцинский возраст и относимым к типу самостоятельных малых интрузий, завершающих развитие геосинклинально-складчатых областей (Кузнецов, 1963; Михалева, 1963; Тычинский, 1963; Михалева, Тычинский, 1975). Оруденение локализуется в осадочных метаморфизованных породах ордовика и силура, а также в вулканогенно-осадочных толщах средне-верхнедевонского возраста. Расхождения в возрасте, рассчитанном и геологическом, можно объяснить смешением ювенильного свинца со свинцом вмещающих или подстилающих толщ в результате взаимодействия с ними просачивающихся рудоносных растворов в зонах длительно развивающихся глубинных разломов. Следует отметить, что изотопный состав свинца галенитов ряда рудоалтайских полиметаллических месторождений жильного типа (Виноградов и др., 1957), сформированных в сходных геологических условиях и имеющих тот же возраст, оказался также удревненным и сходным с нашими данными (табл. 1).

Каячинское и аналогичные по типу месторождения северо-западной части Уйменской депрессии (Еусыгинское, Сильковское, Корчугановское, Тыргинское и др., Северный Горный Алтай), относящиеся к барит-флюорит-сульфидному типу, пространственно тесно ассоциируют с интрузивными массивами габбро-плагиогранитного (Саракокшинского), гранитного (Горно-Алтайского) интрузивных комплексов и комплекса порфировидных субщелочных гранитондов (Уйменского), имеющего позднедевонский возраст. Нижняя граница геологического возраста оруденения определяется приуроченностью месторождений к региональным тектоническим нарушениям и зонам брекчирования в зонах сопряжения структур Бийско-Катунской и Уйменско-Лебедской структурно-формационных зон, в которые вовлечены породы этих комплекс-

Таблица 1

Тип оруденения	Колич. определ- ний	Изотопные отношения		
		Pb ²⁰⁶ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ / Pb ²⁰⁴
Месторождения медно-свинцово-цинковой рудной формации (Центральный Горный Алтай)	7	17,90	15,70	37,94
* Полиметаллические месторождения жильного типа в зонах дробления (северо-восточная зона смятия, Рудный Алтай)	25	17,86	15,43	37,29
* Полиметаллические (колчеданно-полиметаллические) месторождения, метасоматические «алтайского типа» (северо-восточная зона смятия и Прииртышье, Рудный Алтай)	18	18,22	15,65	38,13

При меч ани е. Звездочкой отмечен средний изотопный состав рудных свинцов по данным А. П. Виноградова, Л. С. Тарасова и С. И. Зыкова (1957).

сов. Кроме того, на Каячинском месторождении оруденение (метасоматические рудные тела кварцево-флюоритового состава), локализованное в зонах брекчий в вулканогенно-осадочной толще среднедевонского возраста, нередко прослеживается вдоль контактов даек диоритовых и плагиоклазовых порфиритов, имеющих раннекарбоновый возраст (Домарев, Высокоостровская, 1959), и гидротермально метаморфизует последние.

На Тыргинском рудопроявлении свинцовое оруденение представлено кварцево-жильным типом. Кварцево-сульфидные жилы имеют тесную пространственную и структурную связь с дайками гранит-порфиров и кварцевых порфиров, относимых к Уйменскому комплексу. Таким образом, оруденение по геологическим данным проявляется в период девона — ранний карбон, но не древнее позднего девона. Так, в частности, исследованиями Е. Б. Высокоостровской и др. на основании сравнительного изучения геохимических особенностей породообразующих и акцессорных минералов магматических пород Уйменско-Лебедского синклиниория доказывается геохимическая общность и парагенетическая связь флюоритовой, барит-флюоритовой и тесно с ними ассоциирующей существенно свинцовой минерализации с субщелочными порфировидными гранитондами позднедевонского возраста (уйменский комплекс).

Вместе с тем изотопный состав свинца месторождений и рудопроявлений этого района показывает значительно более древний возраст (табл. 2). На Каячинском месторождении, например, оруденение оказывается древнее не только разрывных нарушений и зон брекчирования (осложняющих западное крыло Ужлепской синклиналии, сложенной кислыми эфузивами и туфами среднего девона), являющихся рудовмещающими, но и древнее рудовмещающих пород. Абсолютный возраст рудных свинцов близко соответствует возрасту рамы — древней карбонатной толщи синия, в которой по тектоническим зонам (отрицательные структуры типа грабен-синклиналей) заключены девонские отложения. Таким образом, учитывая структурное положение оруденения и вместе с тем факты его несомненной геохимической общности с проявлениями девонского магматизма, а также данные абсолютного возраста свинцов, есть основание считать эти руды связанными с процессами мобилизации и регенерации, что объясняет их неоднородный состав.

Вариации изотопного состава рудных свинцов, связанные с аномалиями В-типа, выявлены на Урзарском серебро-свинцово-вольфрамовом месторождении (Юго-Восточный Алтай). Месторождение локали-

Таблица 2

Изотопный состав рудного свинца месторождений барит-флюорит-сульфидного типа
(северная часть Уйменской депрессии, Горный Алтай)

Место взятия и характеристика пробы	Изотопные отношения		
	Pb ²⁰⁶ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ / Pb ²⁰⁴
Каячинское месторождение. Галенит из метасоматических сульфидно-флюоритовых рудных тел. Вмещающие — кислые эфузивы и туфы средне-позднедевонского возраста	18,07	15,85	37,80
То же. Церуссит	17,86	15,40	38,20
Тыргинское рудопроявление. Галенит из кварцево-галенитовых жил в гранит-порфирах позднедевонского возраста	17,81	15,43	38,19
* Рудопроявление г. Цаган. Галенитовые жилы в гранитах Саракокшинского массива	17,92	15,64	37,77
* То же	17,89	15,57	37,69
* р. Угол. Галенит из сульфидных карбонатно-баритовых жил в эфузивах позднедевонского возраста	17,95	15,61	37,88

Приложение. Звездочкой отмечен изотопный состав рудных свинцов по данным А. Н. Дмитриева, С. И. Зыкова и др. (1963).

зуется в породах блокового выступа в висячем крыле Чаган-Бургазинского разлома, сложенного кварцево-хлоритовыми, кварц-серцицит-хлоритовыми метаморфическими сланцами, песчаниками и алевролитами, относящимися к горно-алтайской серии кембро-ордовика. К западу от месторождения породы метаморфической толщи сочленяются по разлому с эфузивно-осадочными отложениями аксайской свиты эйфеля D₂¹), выполняющими Чаган-Бургазинскую грабен-синклиналь. Вмещающие оруденение породы кембро-ордовика испытали интенсивный kontaktовый метаморфизм и последующие гидротермально-метасоматические преобразования. Центральная часть ореола kontaktово- и гидротермально измененных пород представляет собой шеелитоносный штокверк. В его западной и юго-западной периферической части располагается линейная зона с полиметаллической, существенно серебро-свинцовой минерализацией, контролируемая Чаган-Бургазинским разломом. Изучение рудного поля месторождения показало (Оболенский, 1960; Тычинский, 1963), что процессы метаморфизма и минералообразования проходили в несколько этапов, соответственно фиксируемых рядом устойчивых парагенезов минералов. Таковы дорудный этап, связанный с kontaktовым ороговикованием и скарнированием регионально метаморфизованной толщи, и собственно рудные этапы редкометальной (формирование шеелитоносного штокверка) и сульфидной, наложенной на шеелитовую, минерализации, сопровождаемые соответствующими гидротермально-метасоматическими преобразованиями вмещающих пород.

Формированию редкометального штокверка (этапу редкометальной минерализации) отвечают четыре стадии: первая — ранняя кварцевая; вторая — кварцевая; третья — кварц-полевошпатово-шеелитовая с флюоритом, бериллом и молибденитом и четвертая — карбонатно-полевошпатовая с галенитом, сфалеритом и халькопиритом. В следующий сульфидный этап проявились последовательно две стадии: пятая — кварцево-халькопиритовая с подчиненным количественно сфалеритом и галенитом и шестая — карбонатно-барит-галенитовая. С последней из этих стадий связывается основное оруденение зоны с серебро-свинцовой минерализацией (галенитовые жилы с обильными ориентированными включениями в галените сульфоантимонитов свинца и серебра, а

также самородные серебро и золото). Оруденение сульфидного этапа отчетливо обособлено в пространстве и времени от предшествующей минерализации. Рудные тела этого этапа развиваются по периферии редкометального штокверка, но локализуются главным образом в опоясывающих структурах Чаган-Бургазинского разлома.

Нами были проанализированы галениты — наиболее поздней, четвертой стадии редкометального этапа (шеелитоносный штокверк) и карбонатно-барит-галенитовой стадии следующего сульфидного этапа (зона сульфидной минерализации). Для сравнения проанализированы также галениты сульфидной руды рудопроявления Челгун-Сай (район Урзарсайского месторождения), расположенного на юго-восточном продолжении зоны сульфидной минерализации с аналогичного типа оруденением. В целях сопоставления данных, полученных изотопным спектральным методом, приводятся также имеющиеся по месторождению результаты масс-спектрометрического анализа церуссита. Результаты анализа приведены в табл. 3.

Сравнительное изучение изотопного состава рудного свинца Урзарсайского месторождения показывает, что имеется значительный разрыв во времени между отложением руд редкометального и сульфидного этапов. При этом рудный свинец более молодого сульфидного этапа по изотопному составу оказывается значительно более древним, чем свинец руд раннего редкометального этапа и соответствует возрасту рудо-вмещающих пород метаморфической толщи, относимой к горно-алтайской серии кембро-ордовикского возраста. В этой связи небезинтересны сведения, которые сообщает А. А. Оболенский (1962 г.): абсолютный возраст калиевых полевых шпатов из рудных прожилков шеелитоносного штокверка, полученный калий-argonовым методом, составил 275 млн. лет. На позднегерцинский возраст оруденения указывают и геологические данные. Оруденение накладывается на дайки диабазов, которые прорывают самые молодые — живетские и франские отложения района.

Таблица 3

Изотопный состав рудных свинцов Урзарсайского серебро-свинцово-вольфрамового месторождения (Юго-Восточный Алтай)

Место взятия и характеристика проб	Колич. определений	Относит. геол. возраст оруденения	Изотопные отношения		
			Pb ²⁰⁶ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ / Pb ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ / Pb ²⁰⁴
Шеелитоносный штокверк. Скв. 15, гл. 177—182 м; Скв. 18, гл. 48,7—50,0 м. Галенит из карбонатно-полевошпатово-сульфидных жил и прожилков, содержащих шеелит	5	Ранний рудный этап	18,31	15,54	38,68
Зона сульфидной (серебро-свинцовой) минерализации. К-26, 82, 83. Галенит из карбонатно-сульфидных жил и «свинчаков»	6	Поздний рудный этап	17,93	15,66	38,13
* То же. Церуссит.	1	То же	17,87	15,41	37,58
Рудопроявление Челгун-Сай. Галенит из вкрапленных сульфидных руд (пирит, галенит, блеклая руда)	2	»	17,88	15,75	37,84

Приложение. Звездочкой отмечено изотопное определение свинца, выполненное масс-спектрометрическим методом (Вилоградов и др. 1957).

Таблица

Главный морфогенетический тип и характеристика руд	Колич. определений	Изотопные отношения		
		Pb ²⁰⁶ / ²⁰⁴	Pb ²⁰⁷ / ²⁰⁴	Pb ²⁰⁸ / ²⁰⁴
Жильный. Кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы с сульфидами . . .	10	18,73	15,94	39,51
Метасоматический (трещинно-метасоматический). Гнездо-, пласто- и жилообразные рудные тела. Полосчатые и массивные сульфидные руды и метасоматические жилы («свинчаки») . . .	10	18,59	15,95	38,54

Определенную аналогию с наблюдаемыми явлениями представляют данные по рудным свинцам некоторых месторождений Балтийского щита. В частности, было установлено (Виноградов, Тарасов, Зыков, 1959), что в рудном поле Питкяранта и на некоторых других месторождениях сульфидные прожилки имеют свинец более древний, чем пересекаемые этими прожилками массивные сульфидные и вкрашенные руды. Эти соотношения наряду с общими геологическими особенностями района позволили авторам предположить, что источником аномальных свинцов являются древние породы глубоких структурных этажей. В процессе метаморфизма таких пород происходило отделение растворов, выносящих в верхние части литосферы тяжелые металлы и в их числе — аномальный древний свинец метаморфизованных пород, который сохранил свой изотопный состав неизмененным в течение нескольких сотен миллионов лет.

Данные о неоднородности состава рудного вещества, полученные расчетным путем, были выявлены в результате изучения рудных свинцов позднекаледонских месторождений кварцево-свинцово-цинковой рудной формации (Восточный Саян), различающихся по изотопному составу и рассчитанному возрасту от близкоодновозрастных месторождений свинцово-цинковой (в карбонатных толщах) формации Кузнецкого Алатау (Ананьев и др., 1968). При этом, если говорить об особенностях пространственного размещения месторождений этих формационных типов, следует подчеркнуть региональную приуроченность месторождений первого из них к зоне сопряжения каледонид западного склона Восточного Саяна с докембрийскими толщами выступов фундамента Протеросаяна.

Приводя примеры неоднородности рудного вещества, связанные с аномалиями *B*-типа, нельзя не сказать об особенностях состава свинца галенитов и руд в целом на Ново-Широкинском золото-полиметаллическом месторождении (Восточное Забайкалье). Своебразие месторождения заключается не только в том, что оно — одно из немногих в регионе, залегающих в верхнеюрских вулканогенных породах, молодой позднемезозойский возраст которых не вызывает сомнений. В пределах Широкинского рудного поля совмещены разнотипные и разновозрастные проявления рудной минерализации, что было предопределено положением рудного поля в зоне развития долгоживущей структуры типа глубинного разлома, проявляющегося в междуречье Газимура и Урюмкана (Кормилицын, Иванова, 1968). Кроме того, предпринятое нами ранее (Тычинский и др., 1968; Тычинский, Перовский и др., 1972) минералого-геохимическое изучение руд собственно Ново-Широкинского месторождения выявило гетерогенный характер источников рудного вещества и показало, что состав руд, его неоднородность прямо зависят от способа отложения минерального вещества.

Процесс формирования руд Ново-Широкинского месторождения является многоэтапным и многостадийным, что подтверждается широким развитием брекчийных руд, в которых обломки руд ранних стадий минерализации цементируются более поздним рудным и жильным материалом. В морфологическом отношении преобладают метасоматические рудные тела, имеющие сложную жило- и пластообразную форму, сопровождаемые субпараллельными и ветвящимися рудными прожилками. В меньшей степени представлены руды типа жил выполнения. Рудные тела сопровождаются ореольными зонами прожилково-вкрашенной сульфидной минерализации.

Нами был проанализирован изотопный состав свинца галенитов главных морфогенетических типов одновозрастного оруденения — жильного и метасоматического (табл. 4). Анализ результатов с помощью тройной диаграммы в координатах Pb²⁰⁶—Pb²⁰⁷—Pb²⁰⁸ показал достаточно четкие различия изотопного состава рудных свинцов рассматрива-

емых типов руд. Условные отображения этих свинцов на тройной диаграмме образовали два контура с доверительной вероятностью различия $\pm 2\sigma$ (95%). Расчет возраста свинцов руд жильного и метасоматического типов показал, что «метасоматический» свинец относительно значительно более древний. Отсюда различия в изотопном составе свинцов двух сравниваемых типов руд представились возможным связать с различиями в способах отложения минерального вещества. Учитывая более длительный характер воздействия гидротермальных растворов на вмещающие породы в случае формирования метасоматических рудных тел, было логичным допустить частичную экстракцию породного свинца, смешение и участие в рудном процессе ювелирного и породного свинцов.

В приведенных примерах с аномальными рудными свинцами (аномалии *B*-типа), которые можно было бы продолжить, во всех случаях оруденение контролируется глубинными разломами и связано с завершающими этапами развития подвижных областей соответствующих эпох и областями активизации. Учитывая это обстоятельство, удревнение рудных свинцов и соответственно неоднородность рудного вещества можно было бы объяснить смешением ювелирного свинца и контаминированного свинца древних осадочных и метаморфических толщ, а также пород фундамента, мобилизованным в условиях тектономагматической активизации.

Таким образом, в определенных геологических условиях, и прежде всего условиях активизации, вещество руды становится неоднородным, что может быть связано с вовлечением в рудный процесс вещества прошлых металлогенических эпох. Важное значение приобретает явление наследственности ранней минерализации (Радкевич, 1970), либо оказывает влияние вещество, заключенное в рудовмещающих толщах (боковых породах) и породах фундамента, не связанное своим происхождением непосредственно с рудным процессом. Проявляется неоднородность вещества в виде геохимических аномалий. Такие аномалии выявляют, в частности, свинцово-изотопные исследования. Существенно при этом, что тенденция аномальности свинцов становится более отчетливой в рудах все более молодых геологических эпох. Естественно также ожидать проявления аномальности в рудах, формирующихся в условиях тектономагматической активизации, где многократно возрастает роль вещества боковых пород. В связи с этим не исключено, что ряд месторождений Алтай-Саянской области и особенно Западного и Восточного Забайкалья, залегающих в домезозойских толщах (байкалиды, каледониды, герциниды) и являющихся спорными по генезису, имеют более молодой мезозойский возраст и представлены рудами, в образовании которых существенную роль играло вещество коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамович И. И. Уран и торий в интрузивных породах Центральной и Западной Тувы.—«Геохимия», 1959, № 4.
- Ананьев Ф. М., Карабало И. П., Тычинский А. А., Шипилов Л. Д. О возрасте и генетических особенностях полиметаллического оруденения горного обрамления Минусинских впадин.—«Геол. и геофиз.», 1968, № 2.
- Бетехтин А. Г. О процессах формирования руд в жильных гидротермальных месторождениях.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудного свинца Алтая и Казахстана.—«Геохимия», 1957, № 1.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.—«Геохимия», 1959, № 7.
- Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М., Щербаков Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау.—«Докл. АН СССР», 1963, т. 153, № 4.
- Домарев В. С., Высокоостровская Е. Б. Близповерхностные интрузии и возраст гранитоидов Уйменской депрессии (Горный Алтай).—«Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 2.
- Кляровский В. М., Тычинский А. А., Шипилов Л. Д. Изотопный состав рудных свинцов и особенности формирования эндогенного оруденения Алтас-Саянской рудной провинции.—«Геохимия», 1967, № 5.
- Кормилицын В. С., Иванова А. А. Широкинское рудное поле и металлогенезия Восточного Забайкалья. М., «Наука», 1968.
- Кормилицын В. С., Щеглов А. Д. Некоторые вопросы теории эндогенного рудообразования и их роль в решении задач прикладной геологии.—В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. М., «Недра», 1969.
- Косале Я. А., Тычинский А. А., Рипп Г. С., Шипилов Л. Д. Изотопный состав рудных свинцов и характер взаимоотношения молибден-вольфрамового и свинцово-цинкового оруденения в Джидинском рудном районе (Западное Забайкалье).—«Геол. и геофиз.», 1973, № 5.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. (Тр. ИГиГ, вып. 13).
- Кузнецов В. А. Алтас-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении поликлинических складчатых областей.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М., «Наука», 1966.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтас-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966.
- Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтас-Саянской складчатой области.—«Геол. и геофиз.», 1960, № 1.
- Михалева Л. А. Малые интрузии Теректинского хребта в Горном Алтае и их роль в металлогении.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. (Тр. ИГиГ, вып. 13).
- Михалева Л. А., Тычинский А. А. Самостоятельные малые интрузии складчатых областей и активизированных зон юга Сибири и их металлогеническое значение.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1975.
- Нечаев С. В. Закономерности размещения и генезис полиметаллического оруденения в верхнепротерозойско-нижнепалеозойских формациях юго-западной окраины Украинского щита.—Материалы по минералог., петрограф. и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 1. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Оболенский А. А. О структурном взаимоотношении рудных прожилков на одном из штокверковых месторождений.—«Геол. и геофиз.», 1960, № 9.
- Пинус Г. В. Основные этапы развития палеозойского магматизма в Кузнецком Алатау.—«Геол. и геофиз.», 1958, № 1.
- Радкевич Е. А. К вопросу об унаследованности минерализации и эволюции металлогенического развития.—В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. Развитие идей академика Д. Н. Щербакова. М., «Наука», 1970.
- Тугаринов А. И., Щербакова Р. Н., Бедриков В. П. Изотопный состав свинца свинцовых рудопроявлений Приднестровья.—«Геохимия», 1960, № 4.
- Тычинский А. А. Геологическое строение и закономерности размещения полиметаллических месторождений Горного Алтая.—В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963. (Тр. ИГиГ, вып. 13).
- Тычинский А. А., Зарузина И. А., Шипилов Л. Д. Изотопный состав рудных свинцов месторождений эндогенных рудных формаций Северо-Востока СССР.—«Геол. и геофиз.», 1973, № 6.
- Тычинский А. А., Перовский И. Г., Шипилов Л. Д. Особенности формирования руд и источники рудного вещества на Ново-Широкинском золото-полиметаллическом месторождении.—В кн.: Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья. Вып. 4. Чита, Изд-во Заб. фил. географ. об-ва СССР, 1968.
- Тычинский А. А., Перовский И. Г., Шипилов Л. Д. Вопросы геохимического изучения месторождений золото-галенит-сфalerитового формационного типа.—В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972.
- Тычинский А. А., Сотников В. И., Шипилов Л. Д. О взаимоотношении медно-молибденовой и полиметаллических рудных формаций Восточного Забайкалья.—В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972.
- Тычинский А. А., Шастин Б. З., Перовский И. Г., Юдин Б. Н., Гибшер А. С. Распределение химических элементов в породах докембрия Западного Прибайкалья и их осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Тычинский А. А., Шипилов Л. Д., Перовский И. Г., Осипов Д. К., Журавлев Р. С. О роли урана и тория в эволюции рудных свинцов в связи с изучением генезиса месторождений свинцово-цинкового рудного пояса Северо-Западного Прибайкалья.—В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Шипилов Л. Д., Тычинский А. А., Вахрушев В. А. Изотопный состав свинца галенитов в рудных месторождениях Алтас-Саянской области.—В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтас-Саянской области. М., «Наука», 1968.
- Eberhardt P., Geiss I., Houfertmans F. G. Isotopic ratios of ordinary leads and their significance.—“Z. Phys.”, 1955, vol. 141, 67.
- Holmes A. A revised estimate of the age of the earth.—“Nature”, 1947, vol. 163.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	
Г. С. Дзоценидзе, Г. А. Твалчрелидзе. О классификации вулканогенных месторождений	5
Я. Н. Белевцев. Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений	7
В. Н. Котляр. Некоторые вопросы генезиса вулканогенных гидротермальных месторождений	17
Р. М. Константинов. Роль формационных исследований в решении проблемы конвергенции эндогенных рудных месторождений	29
В. И. Казанский, А. Д. Щеглов. Сравнительная характеристика активизированных областей Восточной Азии	35
В. В. Золотухин. К познанию генезиса эндогенных рудных формаций	41
В. Т. Матвеенко, Е. А. Радкевич. К поиску молибденовых и молибден-медных месторождений на Востоке СССР	50
В. И. Сотников, А. П. Берзина, Е. И. Никитина, А. А. Прокуряков, В. А. Скуридин. Генетические и физико-химические особенности рудообразующего процесса месторождений медио-молибденовой формации	56
Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев. Особенности проявления и роль гидротермально-осадочных процессов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Сибири	75
В. А. Вахрушев. Некоторые проблемы образования магнетитовых месторождений Сибирской платформы	94
В. И. Синяков. Главные эндогенные железорудные формации Алтая-Саянской складчатой области	103
А. М. Дымкин, В. П. Пругов. Формация вулканогенно-осадочных железных руд в центральной части Кузнецкого Алатау	110
В. Г. Пономарев, Н. Л. Добрецов. Метаморфические железорудные формации (опыт классификации)	125
А. М. Дымкин, А. С. Махнач, В. И. Пасюкевич, А. И. Стасевич, М. П. Могилева. Полигенность и формационная принадлежность Новоселковского ильменито-магнетитового месторождения (БССР)	138
А. А. Оболенский. Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений в областях тектонической активизации	156
В. И. Скаргинский, В. В. Науменко. О генезисе ртутного оруденения Донецкого бассейна и Карпат	170
Н. А. Озерова, В. И. Виноградов, А. А. Оболенский, В. М. Кацдер, Л. П. Тигунов. Об источниках серы ртутных и сурьмяниных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления	180
И. П. Щербань. Опыт предварительной классификации низкотемпературных околоврудных метасоматитов	187
Ю. Г. Щербаков. Геохимическая эволюция и рудные формации	210
Л. В. Таусон. Проблемы поисковой геохимии	217
Л. Н. Овчинников. Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел	229
А. А. Тычинский. Изотопный состав свинца и проблема неоднородности рудного вещества	238
	248

CONTENTS

Preface	5
G. S. Dzocenidze, G. A. Tvalchrelidze. On the problem of classification of volcanic deposits	7
Ya. N. Belevcev. Genetic classification of endogenous ore deposits	17
V. N. Kotjar. Some problems of genesis of volcanic hydrothermal deposits	29
R. M. Konstantinov. The role of formation investigations in the decision of problem of convergence of endogenous ore deposits	35
V. I. Kazanskii, A. D. Shcheglov. Comparative characteristic of activizated regions of Eastern Asia	41
V. V. Zolotuchin. At the study of genesis of endogenous ore formations	50
[V. T. Matveenko], E. A. Radkevich. On the search of molybdenum and molybdenum-copper deposits in East of USSR	56
V. I. Sotnikov, A. P. Berzina, E. I. Nikitina, A. A. Proskurjakov, V. A. Skuridin: Genetic and physik-chemical features of ore-forming process of copper-molybdenum formation deposits	75
E. G. Dianov, K. R. Kovaljov. The features of manifestation and the role of hydroterm-sedimentary for the formation of pyrite-polymetallic deposits	94
V. A. Vakhrushev. Some problems of the formation of magnetite deposits of Siberian platform	103
V. I. Sinjakov. Principal endogenous iron formation of Altai-Sajan folded region	110
A. M. Dymkin, V. P. Prugov. Formations of volcanic-sedimentary iron ores in Central part of Kuznetz Alatau	125
V. G. Ponomarev, N. L. Dobretzov. Metamorphik iron formations (the experiment of classification)	138
A. M. Dymkin, A. S. Machnach, V. I. Pasjukevich, A. I. Stasevich, M. P. Mogileva. Polygenety and belonging to formation of Novoselkov ilmenite-magnetite deposit (BSSR)	156
A. A. Obolenskii. Some problems of genesis of mercury deposits in the regions of tectonic activation	170
V. I. Skarzhinskii, V. V. Naumenko. On the genesis of mercury ore of Donetsk basin and in the Carpathians	180
N. A. Ozerova, V. I. Vinogradov, A. A. Obolenskii, V. M. Kander, L. P. Tigunov. On the sulphur source of mercury and antimony deposits of south part Siberian platform and its surrounding regions	187
I. P. Shcherban. An Exsample of the classification of lowtemperature altered wall rocks	210
Yu. G. Shcherbakov. Geochemical evolution and ore formations	217
L. V. Tauson. The problems of serch geochemistry	229
L. N. Ovchinnikov. Mechanism of the formation of primary geochemical dispersion halo and ore bodies	238
A. A. Tychinskii. The Lead isotope composition and the problem of unhomogenous of ore substance	248

УДК 553.06

О классификации вулканогенных месторождений. Дзоцен и дз. Г. С., Твальчелидзе Г. А. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 7—16.

Приведен опыт классификации вулканогенных месторождений на тектонической основе. В качестве главных типов геологических структур приняты первичные эвгесинклинали относительных погружений и поднятий, энгесинклинали, в которых выделены зоны платформы. Рассмотрены магматические формации и вулканогенные пояса и древние этапы и стадии развития отмеченных структур. К вулканогенным месторождениям относятся обширная группа генетически разнотипных рудных формаций, возникающих в различных геологических структурах в определенные этапы развития земной коры.

Табл. 2, библ. 41.

УДК 553.06

Генетическая классификация эндогенных рудных месторождений. Белев-
цев Я. И. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск,
«Наука», 1976, с. 17—29.

На основании новых геологических исследований и экспериментальных данных предлагается новая схема классификации эндогенных месторождений, которая исходит из представлений об источниках рудообразующих веществ, способах отделения и перемещения рудообразующих веществ к месту рудоотложения и причин рудоотложения. Исходя из представлений об источниках рудообразующих веществ, выделяются три класса месторождений — ювелирный (сиятельный), коровый (сиалический) и полигенный (смешанный). Представлениями о способах извлечения и переноса рудообразующих веществ из пород земной коры и подкоровых зон Земли определяются подклассы месторождений.

Табл. 2, библ. 32.

УДК 553.061.12

Некоторые вопросы генезиса вулканогенных гидротермальных месторождений.
Котляр В. И. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск,
«Наука», 1976, с. 29—35.

В статье рассмотрены некоторые новые критерии связи эндогенного оруденения с вулканогенными формациями и комплексами. Приведены примеры образования магматических месторождений при процессах современного вулканизма магнетитовых типа Лако-Сур в Чили, карбонатитовых Танзании и др. Обращается внимание на многоэтапность гидротермальной минерализации в связи с поликратичностью вулканизма в ряде месторождений, обуславливающую чередование субвулканических или малых интрузий и оруденения (Кафар в Армении, Актюз в Киргизии, золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР,вольфрамово-молибденовое месторождение Кляймек в США и др.). Указывается на проявление концентрической метасоматической и рудной зональности вокруг вулканических центров и на случаи обогащения вулканитов некоторыми типичными для них редкими элементами, недренно находящимися между собой в определенных соотношениях.

Условия близповерхностного рудообразования, специфичность вулканизма и оруденения определяют правомерность выделения вулканогенных месторождений как закономерно связанных в пространстве и во времени с вулканогенными формациями и комплексами и характеризующихся только им свойственным оруденением.

Библ. 14.

УДК 551.312.19 : 553.3/9

Роль формационных исследований в решении проблем конвергенции эндогенных рудных месторождений. Р. М. Константинов. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 35—41.

Рассматриваются возможности применения методов формационного анализа для выявления геологических факторов конвергенции месторождений. На основании сравнительного изучения рядов рудных формаций Восточного Забайкалья высказывается предположение о конвергентности полиметаллических месторождений. Причины и рассматриваются главные факторы, вызвавшие это явление. Изучение различных пространственных и возрастных соотношений рудных формаций показало, что существует конвергенция особого типа, при которой близкие по минеральному составу месторождения связаны с различными по типу магмами сиалического или фемического профиля. На примере золотых месторождений показана возможность исследования явлений конвергенции логико-информационными методами.

Ил. 1, библ. 14.

УДК 553.061.13/17

Сравнительная характеристика металлогении активизированных областей Восточной Азии. Казацкий В. И., Щеглов А. Д. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 41—50.

Приведены доказательства самостоятельного металлогенического значения областей автономной тектоно-магматической активизации. В зависимости от предшествующей истории геологического развития выделены четыре типа металлогенических провинций, приуроченные соответственно к активизированным докембрийским и эпипалеозойским платформам, палеозойским складчатым областям и вулканогенным поясам на гетерогенном основании. Показано, что эти провинции различаются по разрезам орогенного структурного этажа, мезозойским тектоническим элементам и магматизму, эндогенным месторождениям, которые образованы до и в процессе тектоно-магматической активизации.

Табл. 1, библ. 8.

ПРОБЛЕМЫ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Ответственный редактор
Владимир Иванович Смирнов

Редактор Е. С. Иванова

Художественный редактор М. Ф. Глазырина

Художник В. В. Растигаев

Технический редактор Ф. Ф. Орлова

Корректоры Р. К. Червова, Н. Г. Примогенова

Сдано в набор 8 сентября 1975 г. Подписано к печати 30 марта 1976 г. № 02034. Формат 70×108/16. Бумага типографская № 2. 16,75 печ. л., 23,5 усл.-печ. л.+1 авл. на мел. бум., 24,6 уч.-изд. л. Тираж 1150 экз. Заказ № 656. Цена 2 р. 76 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

К познанию генезиса эндогенных рудных формаций. Золотухин В. В. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 50—55.

Дается обзор взаимодействующих геологических, петрологических и физико-химических факторов, влияющих на размещение и генезис эндогенных рудных формаций. Основной принцип их возникновения автор склонен считать эволюцию физико-химических параметров постмагматических растворов и, прежде всего, их кислотности-щелочности. При приуроченности прохождения растворов к одним и тем же зонам проницаемости возникают сложные пространственно совмещенные рудные формации — ряды формаций, фиксирующие всю эволюцию рудообразующих растворов. При смещении движения более поздних порций растворов в сопредельные проницаемые зоны появляются рудные формации, имеющие поясное строение (рудные пояса). Вряд ли существуют специфические рудные растворы, как и специфические рудные магмы. Все определяет комплекс благоприятных условий.

Библ. 29.

УДК 553.462+553.43.

К поиску молибденовых и молибден-мединых месторождений на Востоке СССР. Матвеенко В. Т., Радкевич Е. А. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 56—75.

В статье характеризуются проявления меди главным образом порфировой формации на Дальнем Востоке. Отмечается повышение основности рудоносных интрузивов и увеличение количества меди с приближением к восточной окраине континента, подчеркивается перспективность Дальнего Востока в отношении медных порфировых золотоносных руд.

Ил. 1, библ. 32.

УДК 553.21+553.462

Генетические и физико-химические особенности рудообразующего процесса месторождений медно-молибденовой формации. Сотников В. И., Берзина А. П., Никитина Е. И., Проскуряков А. А., Скуридин В. А. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 75—93.

Оруденение связывается преимущественно с проявлением многофазового магматизма в зонах активизации областей завершенной складчатой и древней консолидации. Эндогенный процесс рассматривается как результат длительного многоэтапного развития термоактивной зоны с неоднократным проявлением субвуоканических магматических образований, эксплуативных брекчий и рудно-магматических производных. Рассматривается эволюция эндогенного процесса оценкой давления, температур, состава и состояния минералообразующих растворов. Окончательный облик месторождений формируется в процессе многократной активизации. Общее время становления месторождений определяется временным интервалом активного состояния региона. Наиболее перспективны полиасцендентные (многоэтапные) месторождения.

Табл. 1, библ. 35.

УДК 553.277 : 44

Особенности проявления и роль гидротермально-осадочных процессов в формировании колчедано-полиметаллических месторождений Сибири. Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 94—103.

В последние годы крупные колчедано-полиметаллические стратиформные месторождения были открыты в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы. Выделяются два типа месторождений, связанных с подводной гидротермальной деятельностью — месторождения, залегающие в эвгосинклинальных вулканогенно-осадочных толщах, и месторождения, приуроченные к терригенным и терригено-карбонатным отложениям. Первые встречаются в областях широкого раззятия раннегосинклинального вулканизма, вторые характерны для зон сопряжения складчатых областей с жесткими блоками платформ и срединных массивов, с ограниченным проявлением вулканической деятельности.

В статье приводятся характерные черты гидротермально-осадочных колчедано-полиметаллических месторождений, выделяются минеральные типы. Значительная часть работы посвящена анализу общегеологической обстановки месторождений, связи процессов подводного рудообразования с вулканизмом и глубинным базальтоидным магматизмом. Авторы особо останавливаются на ритмичности гидротермально-осадочного рудообразования, вопросах совместного отложения сульфидов железа, свинца, цинка и меди и процессах дифференциации вещества при метаморфических преобразованиях.

Библ. 20.

УДК 553.2+553.311

Некоторые проблемы образования магнетитовых месторождений Сибирской платформы. Вахрушев В. А. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 103—110.

Рассматриваются геологическая позиция, глубина и продолжительность формирования скарново-рудных тел, последовательность минералообразования и некоторые geoхимические особенности руд железорудных месторождений Сибирской платформы. Такие факты, как приуроченность месторождений к глубинным разломам, большой масштаб и длительность формирования в локальных участках высокотемпературных метасоматитов, намечающаяся исключительная протяженность магнетитового оруденения на глубину, присутствие в рудах высокотемпературной халькопирит-пентландит-пирротиновой минерализации, набор других металлов и ряд других признаков указывают на связь рудоотложения с глубинными (интрапеллюрическими) растворами. Источником растворов и рудного вещества принимается верхняя мантия Земли.

Библ. 24.

Главные эндогенные железорудные формации Алтас-Саянской складчатой области. Синяков В. И. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 110—125.

Рассмотрены главные эндогенные железорудные формации Алтас-Саянской складчатой области и освещены закономерности их размещения и условия образования. Подробно охарактеризованы 7 рудных формаций. Для каждой формации указаны специфические особенности минерального и химического состава руд и рудообразующих пород, геологическая и физико-химическая обстановка их формирования. Формационный анализ выявил полигенность эндогенного железорудения не только всей Алтас-Саянской складчатой области, но и ее отдельных районов и рудных узлов. Рудные районы (Горная Шория, Восточный Саян, Западный Саян и др.) различаются по составу железорудных формаций и по их количественным соотношениям. Подчеркнуто наличие родства между определенными железорудными формациями, что позволило выделить конкретные ряды рудных формаций и показать их повторяемость во времени в связи с разновозрастными магматическими комплексами.

Табл. 1, библ. 46.

УДК 553.311 : 553.1(571.15)

Формация вулканогенно-осадочных железных руд в центральной части Кузнецкого Алатау. Дымкин А. М., Пругов В. П. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 125—138.

Все вулканогенно-осадочные месторождения железных руд приурочены к западному крылу Канымской синклиналии, сложенной преимущественно диабазо-дацитовым вулканитами, туфами и туфитами, содержащими прослон кремнистых и карбонатных пород. Железосодержащая ритмично-слоистая толща прослеживается по обнажениям на десятки километров. Железные руды в ней слагают пластообразные тела мощностью от десятков сантиметров до нескольких десятков метров. Они залегают согласно с вмещающими породами, претерпели вместе с ними одинаковой степени метаморфизм и пликативные дислокации. Состав руд: магнетит, меньше гематит, пирит, пирротин, халькопирит.

Ил. 2, табл. 1, библ. 29.

УДК 553.44.001

Метаморфические железорудные формации (опыт классификации). Пономарев В. Г., Добрецов И. Л. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 138—156.

Предлагается классификация метаморфических железорудных месторождений на формационной основе. В качестве основы для выделения градаций метаморфических месторождений взята методология рудно-формационного анализа, развивающаяся в Институте геологии и геофизики СО АН СССР (В. А. Кузнецов и др.).

Учитывая степень перераспределения рудного вещества в процессе метаморфизма и опыт классификации метаморфических месторождений предыдущих исследователей, выделено три класса метаморфических железорудных месторождений: прометаморфический, реметаморфический и синметаморфический. В составе прометаморфического класса рассмотрены хлорит-гематит-магнетитовая, амфибол-гематит-магнетитовая и пироксен-магнетитовая рудные формации; в составе реометаморфического — щелочно-амфибол-магнетит-гематитовая магнетитовая (обогащенная) и сульфидно-магнетитовая; в составе синметаморфического — амфибол-ильменит-магнетитовая, ортопироксен-флогопит-магнетитовая (магнезиально-скарновая) и андрадит-магнетитовая (глубинная известково-скарновая) формации.

Табл. 4, библ. 59.

УДК 552.16+553.311(55+553.3/9 : 553.2)

Полигенность и формационная принадлежность Новоселковского ильменито-магнетитового месторождения (БССР). Дымкин А. М., Махнат А. С., Пасюкевич В. И., Стасевич А. И., Могилева М. П. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 156—169.

Новоселковское ильменито-магнетитовое месторождение расположено в центральной части Белорусского кристаллического массива. В его составе выделены габбро, габбро-порфиты, оливиновые габбро, пироксениты и горнблейдиты. Все эти породы превращены в двупироксеновые и амфибол-пироксеновые гнейсы. Ильменито-магнетитовое оруденение в том или ином количестве встречается во всех разновидностях метагабброндов, образуя вкрапленность и сплошные линзовидные обособления, объединенные в ряд параллельных рудных залежей. Руды образованы в гистеро-магматической стадии формирования plutona, позднее они вместе с породами рамы претерпели прогрессивный и регressiveкий метаморфизм. Месторождение является представителем метаморфогенной ильменито-магнетитовой формации.

Ил. 7, табл. 3, библ. 13.

УДК 553.499

Некоторые вопросы генезиса ртутных месторождений в области тектонической актилизации. Оболенский А. А. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 170—180.

В структурах мезозойской тектонической актилизации Алтас-Саянской и Забайкальской ртутных провинций южного обрамления Сибирской платформы и Монголии установлено пять ртутных поясов: Кузнецко-Алтайский, Саяно-Тувинский, Восточно-Саянский, Байкальский, Монголо-Охотский. Каждый из этих поясов занимает определенное тектоническое положение, имеет сложное внутреннее строение. Показан характер связи ртутных месторождений с проявлениями глубинного щелочно-базальтоидного магматизма, близкого по возрасту к оруденению, и ювелирный источник ртути. В формировании ртутных месторождений принимали участие концентрированные сернисто-хлоридно-карбонатные растворы. Минералоотложение вызывалось снижением концентрации и падением щелочности растворов.

Ил. 1, табл. 2, библ. 37.

УДК 553.499

О генезисе ртутного оруденения Донбасса и Карпат. Скаржинский В. И., Науменко В. В. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 180—187.

Кратко охарактеризованы существующие представления о генезисе ртутного оруденения Никитовского рудного поля в Донбассе и Закарпатских месторождений. Указана основные этапы магматической деятельности и признаки связи комплексов изверженных пород Донбасса и андезитовой формации Закарпатья с подкоровыми, мантийными очагами. Анализ истории развития, структурных особенностей, характера магматизма и глубинного строения по геофизическим данным свидетельствует в пользу представления о подкоровом, мантийном источнике рудогенных элементов ртутных месторождений Донбасса и Закарпатья и о важной роли дегазации мантии в процессе становления этих месторождений.

Библ. 40.

УДК 546.22.02 : 553.499+553.497.2

Об источниках серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления. Озерова И. А., Виноградов В. И., Оболенский А. А., Кандер В. М., Тигуунов Л. П. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 187—210.

В статье приведены результаты исследований изотопного состава серы в сульфидах и сульфатах руд ртутных и сурьмяных месторождений, расположенных по южному обрамлению Сибирской платформы в пределах Восточно-Саянского и Забайкальского ртутных поясов. Полученные данные позволяют авторам предположить, что в процессах рудообразования на большинстве месторождений и рудопроявлений, расположенных в этих структурах, существенная роль принадлежала сере корового происхождения. Источником серы служили морские сульфаты осадочных толщ, обогащенные «тяжелой» серой.

Ил. 4, табл. 3, библ. 47.

УДК 553.065.5

Опыт предварительной классификации низкотемпературных околоврудных метасоматитов. Щербаков И. П. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 210—216.

В статье предлагается новая классификация низкотемпературных околоврудных метасоматитов. В основу классификации положен минерало-петрографический и физико-химический материал. По вертикальной оси показаны изменения температуры в °C, а по горизонтальной — главнейшие формации метасоматитов с указанием состава исходных пород, типичных продуктов метасоматоза, а также интервалов pH их образования.

Ил. 1, библ. 17.

УДК 553.2

Геохимическая эволюция и рудные формации. Щербаков Ю. Г. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 217—229.

Сопоставление средних содержаний элементов в первичной базальтоидной и вторичной осадочно-гранитной коре с исходным для Земли метеоритным веществом выявляет тенденцию одних элементов к увеличению своих концентраций к периферии планеты, других — в глубь ее. Количественная оценка названных тенденций позволяет классифицировать элементы по их радиальному распределению в Земле на центростремительные и в разной степени центробежные — всего на 5 групп.

Геохимическая эволюция земной коры состоит в последовательном обогащении ее центробежными элементами, в степени пропорциональной их центробежности и в увеличении дифференцированности ее состава. В этом же направлении усложняется и обогащается все более центробежными элементами состав рудных формаций. Выявление геохимических закономерностей последовательного развития рудных формаций совершенствует принципы выбора площадей для поисково-разведочных работ на разные виды минерального сырья.

Ил. 2, библ. 10.

УДК 550.4 : 16

Проблемы поисковой геохимии. Тусон Л. В. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 229—238.

При рассмотрении методологических проблем перехода практической геологии к поискам глубокозалегающих рудных месторождений необходимо среди них выделять месторождения, прикрытые чехлом рыхлых отложений, слепые и погребенные.

При поисках прикрытых месторождений, наряду с площадной литеохимической съемкой, большое значение имеют поиски по потокам рассеяния, а также использование гидро-геохимического и биогеохимического методов. Поиски слепых рудных месторождений должны основываться на единстве процессов рудоотложения, ореолообразования и гидротермально-метасоматического изменения вмещающих пород. При этом необходимо учитывать полихронность формирования участков аномальных концентраций в полях рудных месторождений и близкоодновременное образование ореолов рудных тел и рудных полей. В ореолах рудных полей, характеризующихся большими размерами, но более низкими коэффициентами контрастности ореольных элементов, кроме рудных элементов большое значение имеют редкие элементы.

Ил. 4, библ. 15.

УДК 550.4 : 16

Механизм формирования первичных геохимических ореолов и рудных тел. Овчинников Л. И. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 238—248.

Перемещение металлов в области рудоотложения осуществляется сочетанием многих взаимосвязанных, так и независимых процессов. Ведущей формой переноса является конвекция, при сочетании ламинарной и турбулентной форм движения раствора. Существенное значение имеет также фильтрационный эффект как суммарный результат ряда явлений. Длительное минералообразование протекает в условиях закономерного изменения свойств растворов, происходящего одновременно с падением температуры. Характерия удивительная стандартизированность рудообразующего раствора, постоянство его анионного состава и свойств, вплоть до стандартной стехиометрии комплексов металлов. Зональность ореолов и рудных тел — зональность отложения, определяемая разной устойчивостью комплексов, в виде которых переносятся металлы.

Наиболее вероятный механизм отложения — осадочно-хроматографический, осложненный комплексообразованием. Закономерности хроматографического механизма определяют особенности строения ореолов и их зональности, различие поведения металлов при формировании сплошных рудных тел и зон рассеянной минерализации.

Ил. 6, табл. 1, библ. 24.

УДК 550.42 : 546.815+553.21

Изотопный состав свинца и проблема неоднородности рудного вещества. Тычинский А. А. Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 248—259.

В работе обсуждается проблема неоднородности состава рудного вещества, в основу которой положены оригинальные материалы сравнительного изучения изотопного состава аномальных рудных свинцов ряда разнотипных и разновозрастных, главным образом свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений Алтая-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья. В определенных геологических условиях и прежде всего условиях тектономагматической активизации вещество руды становится неоднородным, что связано с вовлечением в рудный процесс вещества коры и смешением источников рудного вещества различных типов. Проявляется неоднородность рудного вещества в виде геохимических аномалий, одним из важных методов изучения которых являются изотопные исследования.

Табл. 4, библ. 32.

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовит к выпуску следующие книги:

- Глинистые минералы как показатели условий литогенеза.
Ботах О. А. Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ и складчатых областей).
Докембрий континентов. Северная и Южная Америка.
Колесник Ю. Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах.
Проблемы физики процессов магматизма и рудообразования.
Нестеров Н. В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии.
Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков.
Лапин С. С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.
Жаркова Т. М. Типы пород кембрийской соленосной формации Сибирской платформы.
Хоментовский В. В. Венд.

Книги высыпаются наложенным платежом. Заказы направлять по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
112	19—20	шпинель-пироксеновый скарио — форстерито-вый скарио	шпинель-пироксеновый скарио — форстерито-вый скарио
191	28—29 сверху	одноименно	одноименного
254	29 снизу	D_2^1 ,	(D_2^1) ,

Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении